Tom II

Série A, N° 3913
N° d'ordre 4792

THÈSES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

André JAUZEIN

1ère **THÈSE :** "CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA TUNISIE SEPTENTRIONALE : LES CONFINS DE LA DORSALE TUNISIENNE". (Zone des dômes et sahels).

2ème **THÈSE :** PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 18 JUIN 1962 **, devant la Commission d'Examen**

MM. GLANGEAUD — Président

BELLAIR ..... } Examinateurs
ELLENBERGER }

TOME II

DACTYLO-SORBONNE
8, Rue Casimir-Delavigne
PARIS-VI°
1962

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41538119_0001

Série A, N° 3913
N° d'ordre 4792

THÈSES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

André JAUZEIN

1ère THÈSE : "CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA TUNISIE SEPTENTRIONALE : LES CONFINS DE LA DORSALE TUNISIENNE". (Zone des dômes et sahels).

2ème THÈSE : PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 18 JUIN 1962 **, devant la Commission d'Examen**

MM. GLANGEAUD — Président

BELLAIR ..... — Examinateurs
ELLENBERGER — Examinateurs

TOME II

DACTYLO-SORBONNE
8, Rue Casimir-Delavigne
PARIS-VI°
1962

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

C H A P I T R E I

SITUATION ET LIMITES DES PRINCIPALES UNITES.

La tectonique du pays étudié présente de nombreuses particularités dont la seule description s'imposait. Mais c'est leur intégration dans l'ensemble structural tunisien et proche-algérien qui donne à ces particularités toute leur valeur. Aussi, bien que l'essentiel de cette étude s'attache à tirer l'enseignement des faits correspondant à cette monographie, de nombreuses références rappellent ou développent des aspects plus lointains.

La Tunisie montre une variété considérable de styles tectoniques. Il y a comme un gradient structural qui complique progressivement les accidents du SE au NW. Ce gradient souligne la transition entre les "sahel", éléments de plateforme dissociés du bouclier africain et les chaînes numidiennes, nappes d'écoulement qui témoignent de l'existence, à l'Oligocène supérieur d'un orogène émergé, englouti depuis sous la Méditerranée occidentale. Des structures marquent ce passage et de grands accidents, d'origine crustale probable, permettent de définir des unités caractéristiques, assimilables aux éléments d'une vaste "mosaïque" (L.GLANGEAUD).

La planche I schématise un essai de synthèse tectonique de la Tunisie septentrionale, la planche II situe cette synthèse dans l'ensemble structural tunisien.

A. REPARTITION DES ACCIDENTS

La planche II montre que les accidents peuvent être groupés en 4 ensembles :

I. Faisceau de direction NE - SW

Il répond assez bien au type des transversales de L.GLANGEAUD (1951). On peut définir 6 éléments qui sont d'Est en Ouest :

1) L'accident T_1 : Cap Bon - Kairouan

Il a déjà été souligné par les études de G.CASTANY. C'est une portion de la transversale (h) de L.GLANGEAUD (1951). Elle commence au N par la bordure du Cap Bon, avec une flexure post-villafranchienne et un grand accident tectonique mis en évidence par les sondages de la SEREPT et par les études géophysiques qui les ont accompagnés. Le Draa es Souatir, puis la bordure occidentale du bassin subsident de Kairouan, le prolongent vers le SW.

2) L'accident T_2 : "faille de Zaghouan".

Il a été étudié en détail par G.CASTANY, mais il avait frappé tous les géologues depuis les premiers pionniers de la recherche scientifique en Afrique du Nord.

L'accident est assez irrégulier, car il présente une tendance constante en chevauchement vers le SE. Débutant au N par les failles spectaculaires qui bordent le chapelet des massifs jurassiques, il se poursuit par la flexure du Djebel Serdj et s'amortit avant le fossé de l'Oued el Hattob. Il n'est pas impossible qu'une flexure lui corresponde, sur le flanc SE du Djebel Semmama, car on connaît 2000 m de Miocène dans le synclinal de Kasserine. La faille du Mrhila, qui lui est à peu près parallèle, peut également servir de relai, sur la rive droite de l'Oued el Hattob, jusqu'à la rencontre de la cassure NS de Sbeitla.

3) L'accident T_3 : Tunis - Ellès - Thala - Bekkaria.

Il se poursuit presque rectiligne sur 250 Km. Tout au long, on observe des amincissements et des lacunes. Les failles sont en général inverses avec chevauchements locaux et écaillage de la série. Cet accident partage les fossés quaternaires en deux ensembles qui paraissent régulièrement décalés l'un par rapport à l'autre. Nous reviendrons sur cet aspect qui frappa aussi G.DUBOURDIEU (1956, 1959, a et b). Au Sud du fossé de Bou Arada, l'accident se simplifie et ne se manifeste que par la flexure, hachée de failles obliques, du flanc N-W du synclinal Siliana-Ellès. Il correspond, plus au S, à la limite de"l'île de Kasserine" et marque alors la séparation entre deux provinces paléogéographiques très différentes, puisque la province SE fut émergée depuis le Maestrichtien. Cet alignement joue donc pendant le Crétacé supérieur et le Tertiaire le rôle de flexure continentale. Il n'est pas invraisemblable que cette structure vienne se terminer au niveau de Bekkaria, avec le grand diapir du Djebel Djebissa (feuille de Tebessa) : elle fermerait, en quelque sorte, le fossé de Tébessa et viendrait s'emboutir dans le horst du Djebel bou Roumane.

Moins frappant, plus discret, que la faille du Zaghouan, cet accident paraît pourtant jouer un rôle structural essentiel. Il s'agit certainement d'une des "géosutures" les plus caractérisées de l'Afrique du Nord.

4) L'accident T_4 : Cicatrice de Téboursouk

Elle débute au Nord par les failles du Kechabta (faille d'El Alia et faille de Smara-Sfaïa - Sidi Mansour (P.F.BUROLLET, 1951). Elle se poursuit par le diapir du Lansarine puis par le chevauchement de Téboursouk, étudié par la CPDT. De Tadjerouine à Bou Jaber, elle sépare le fossé des Oulad bou Rhanem du fossé de Kalaa Djerda et le plateau de Kalaat es Senam de la zone fortement soulevée de l'Ouenza (G.DUBOURDIEU, 1956). Elle isole enfin les effondrements

de Youks et de Morsott, du graben de Tebessa (faille de l'Oued Serdiès).

5) L'accident T_5 : Structure du Mesloula.

Il a été décrit par G.DUBOURDIEU, 1959a. Il correspond à la séparation "avec décrochement" des deux zones éffondrées de Morsott et de Douar Terraguelt. En dehors de ce cisaillement supposé, G.DUBOURDIEU met en évidence des phénomènes tangentiels dont il rend l'accident responsable, aussi bien au Mesloula que dans l'Ouenza. On pourrait facilement prolonger cet accident par toutes les amygdales diapires du Kef jusqu'à Thibar. Dans cette dernière région et plus au N, les formations salines servent de limite à la haute plaine de la Medjerda et constituent l'équivalent de "l'accident nord-atlasique".

6) L'Accident T_6 : Cap Serrat - Ghardimaou - Souk Ahras - Batna.

C'est la transversale (k) de L.GLANGEAUD, qui "paraît avoir joué un rôle important en séparant les blocs tunisien et algérien qui ont évolué avec une certaine indépendance". La portion Ghardimaou - Cap Serrat correspond à un rejeu récent, postérieur à la mise en place du flysch oligocène, rejeu probablement contemporain des effondrements qui donnèrent naissance à la Méditerranée occidentale.

Remarque: Cette énumération ne tient évidemment aucun compte des contacts anormaux de la zone kroumire, puisqu'il s'agit de limites d'unités mises en place indépendamment des actions locales immédiates du socle.

II. Faisceau de direction moyenne E 30° N - W 30° S

En Tunisie, aucune trace du faisceau précédent ne se retrouve au Sud du parallèle de Mahdia (sensiblement 35° 30' N).

Par contre, une nouvelle direction apparaît, dont on peut

caractériser trois éléments principaux :

1) L'accident (a) : Krechem el Artsouma - Mahdia

Il joue un rôle essentiel dans l'histoire du Sahel et peut servir de limite structurale entre le Sahel de Sousse et le Sahel de Sfax qu'on peut considérer comme deux éléments de plateforme, bastions du socle africain, qui subirent indépendamment des alternances d'affaissement et de soulèvement. Les derniers rejeux sont franchement quaternaires (voir Chapitre II).

2° L'accident (b) : Djebel Labeied - Djebel Cherichira

"Le pli Mhrila - Labeied - Trozza - Cherichira constitue un axe tectonique remarquable qui prend en écharpe toute la Tunisie centrale". G.CASTANY, 1951, p.469 et pl.XXVII.

La terminaison N du Mhrila est coupée par une faille qui s'intègre dans le réseau des cassures du bord Sud de la plaine effondrée de l'Oued el Hattob. Plus à l'E, le Djebel Labeied est un dôme faillé au N : dans sa partie occidentale, l'actuel flanc normal est fait de grès oligocènes qui butent par faille contre les marnes et lumachelles de la formation SOUAR, pratiquement verticales. Au-dessus, on trouve des grès, puis des marnes et gypses de l'Oligocène supérieur. Des conglomérats mio-pliocènes sont discordants sur cette série nummulitique. Ce contact d'une série normale avec une série plus ancienne verticale est curieux, car dans un pli dissymétrique, c'est en général le flanc normal qui chevauche une série plus récente. Je pense qu'il faut voir là la trace d'une tectonique superposée : dans un premier temps qui pourrait correspondre à la phase vindobonienne, une ride s'ébauche; une deuxième phase, probablement villafranchienne, transforme d'abord cette ride en pli-faillé puis la détente post-paroxysmale permet l'effondrement de la vallée des oueds el Hattob et Zéroud : la faille se redresse, ce qui justifie le contact anormal aberrant d'une série effondrée dont les couches sont plus anciennes que celles qui leur sont accolées de l'autre

côté du miroir de faille. Cette hypothèse permet de rendre plus homogène la géologie de cet ensemble, car au Trozza comme au Chérichira, le flanc N chevauche le flanc S.

Entre le Djebel Labeied et le Trozza, la cicatrice principal tourne vers le N, au niveau du Ragoubet Ouled Zaïd : une lame de Trias participe à l'accident.

Le Trozza est une grosse masse d'Aptien sous le faciès SERDJ reposant en contact anormal sur une série renversée faite d'ABIOD et d'Eocène plus ou moins écaillés. Il s'agit d'une faille invers à pendage ouest de 50 à 60° : le rejet dépasse localement 1000 m (El Bachoucha) et la direction redevient franchement SW-NE.

Le Chérichira "est un anticlinal coffré dont le flanc SE est accidenté d'une fracture importante ayant permis l'apparition du Trias" (G.CASTANY). La discordance du Mio-pliocène sur l'ensemble de la série jusqu'à l'Aptien, signale l'importance de mouvements intra-miocènes (vindoboniens ou légèrement postérieurs).

L'accident (b), bien défini sur plus de IO Km, disparaît au NE dans les bassins subsidents de Kairouan et au SW, au niveau du diapir de Sbiba. Aucun fait probant ne permet d'appuyer l'opinion de G.CASTANY qui le prolonge jusqu'au synclinal miocène de Feriana.

3) L'accident (c) : faille du Djebel Belouta

De Ksar Lemsa au Djebel bou el Hanèche, sur 100 km, cette faille joue le rôle de bretelle, entre les "transversales" T_2 et T_3. Au NE, la faille du Serdj et du Belouta sépare deux compartiments :

- un compartiment S dont les noyaux les plus anciens correspondent à l'Aptien avec sa carapace de calcaire compact (SERDJ).
- un compartiment N effondré comprenant la plaine de Rass el Ma et la vallée faillée de l'Oued Ousafa (feuille de Maktar).

Au Belouta, la formation continentale mio-pliocène contient,

dès sa base, des galets d'Aptien, ce qui fait remonter l'érosion de la formation SERDJ au Miocène. Mais il existe aussi des couches détritiques, beaucoup plus récentes, probablement plio-villafranchiennes, discordantes sur la formation SEGUI, mais néanmoins fortement plissées. La faille se prolonge au SW par le bord rectiligne du flanc N du dôme du Massanerh : l'Eocène supérieur à lumachelles y est discordant sur des termes du Crétacé allant du Turonien au Campanien. L'Eocène inférieur à Nummulites ne réapparaît que dans le fossé de Rohia dont la subsidence manifeste une activité sporadique depuis l'Aptien.

La dernière trace de l'alignement structural (c) est figurée par l'énorme abrupt de faille qui tranche l'affleurement des calcaires SERDJ au Bou el Hanèche : l'Aptien, à 1226 m, domine de plus de 500 m une barre d'Eocène inférieur vertical, ce qui nécessite un rejet minimum de 1500 m, le long de ce seul accident.

III. Faisceau des directions NW- SE

Il correspond aux axes des fossés d'effondrement que nous décrirons dans le chapitre V. Ces directions sontcelles du grand accident sud-tunisien sur lequel il convient de donner quelques précisions qui souligneront son importance exceptionnelle. G.CASTANY (1954) lui a consacré une mise au point, où il a insisté sur ses dernières manifestations et sur ses relations avec "l'accident sud-atlasique" d'Algérie.

Le schéma structural de la planche II signale que nous avons dissocié cet alignement en deux éléments (A) et (B). Il s'agit en fait d'un faisceau d'accidents, maiscette simplification n'est pas arbitraire : elle a pour but de caractériser deux zones où les manifestations tectoniques sont plus nombreuses qu'ailleurs. Le fait que ces deux zones soient rigoureusement parallèles sur plus de 500 km justifie à lui seul l'importance de ces deux éléments.

1. Elément (A).

En Algérie, de Biskra au Khanguet Sidi Nadji (R.LAFITTE, 1939 p.140), l'accident sud-atlasique (ou sud-atlasien) prend une direction E-W. Il est alors marqué par l'ensemble des anticlinaux qu forment la chaîne du Djebel Rheliss. Ce sont plutôt des monoclinau fortement inclinés vers le S. Le Miocène continental est presque toujours concordant sur l'Eocène, avec des pendages de 60 à 70°. Au sommet, les conglomérats plio-villafranchiens sont rebroussés à 45°: l'alignement des collines correspondant à ces conglomérats domine le Quaternaire de 100 à 200 m.

Après Khanguet Sidi Nadji, la "muraille saharienne" change de direction et forme dès lors le début de l'élément (A). Sa direction est sensiblement W 35° N - E 35° S. Il coïncide jusqu'à Négrine avec une flexure "faisant disparaître les couches calcaires du Lutétien qui constituent le Sud des Monts des Nementcha à une altitude de 1200 à 1400 m, sous le Miocène continental qui affleur lui-même en 200 et 400 m d'altitude".

En Tunisie, de Négrine à Chebika, la flexure longe l'articulation avec la plateforme saharienne des guirlandes formées par les djebels Majour, Ez Zezar, Mannndra et Bliji. A partir de Chebika, nous pensons pouvoir prolonger l'accident par une ligne allant de Tozeur à Kebili qui constituerait, en quelque sorte, la limite SW du dôme du Fedjedj. Aux abords mêmes de Kebili, vers Menmchia, une flexure existe le long de cette ligne, flexure qui passe localement à une véritable faille. Nous retrouvons cet alignement bien caractérisé dans le dôme de la Djefara. Il y est marqué par la discordance du Jurassique moyen sur le Trias (E.BERKALOFF et G.MATHIE ou sur le Permien, puis par le contact toujours plus ou moins faillé entre le Muschelkalk et les grès rouges du Trias inférieur. Enfin, à Sidi Toui, les travaux de la SEREPT ont mis en évidence u faisceau important de failles du socle qui n'ont guère affecté la couverture post-permienne.

Au Sud de cette ligne (A), on ne trouve que des bombements très faibles qui intéressent toutes les couches jusqu'au Villafranchien : le plus net est l'anticlinal du Chott Rharsa.

2. Elément (B) : faille de Gafsa

En Algérie, on peut admettre que l'accident de Gafsa correspond à la cassure qui affecte les trois dômes crétacés des Némentcha et qui est particulièrement nette aux abords de l'Aïn Telidjène. Puis il coupe la terminaison NE du Djebel Onk, jusqu'à Bir el Ater et se poursuit par la série des djebels Bou Ramli et Ben Younès. La faille de Gafsa limite le premier au N et le second au S. L'origine de ces deux anticlinaux date de la première phase tectonique alpine puisque le Miocène est fortement discordant et pratiquement horizontal sur les calcaires et dolomies de la formation ORBATA. La faille de Gafsa sert aussi de limite entre deux faciès très différents du Sénonien supérieur. La cassure qui tronque le Djebel Berda jalonne l'accident en direction du Djebel Hadifa, pointement d'âge indéterminé (Trias ou Wealdien) riche en NaCl et giobertite cristallisée; vers l'E, plusieurs failles se dirigent parallèlement vers El Hamma de Gabès. Cette rotation des directions marque peut-être l'influence locale de l'axe NS. Une faille importante réapparaît suivant l'azimuth habituel aux abords de Bir Zeltène : elle se prolonge jusqu'à Médenine, et correspond exactement à la limite entre l'Aptien marin et l'Aptien continental.

Le fond même du golfe de Gabès possède une direction rectiligne coïncidant avec celle de Gafsa. De nombreux sondages, en particulier ceux de Djerba et de Ben Gardane ont montré, au N d'un faisceau d'accidents cachés par les formations quaternaires, une série Miocène épaisse de 650 à 800 m, série qui n'existe pas plus au S. La SEREPT a prouvé que ce faisceau fonctionne depuis le Namurien et qu'il a joué à presque toutes les époques le rôle de "flexure continentale".

3. La zone comprise entre (A) et (B)

Elle englobe essentiellement deux types de paysages structuraux, les guirlandes au NW et le dôme du Fedjedj au SE.

- Les guirlandes : ce sont des anticlinaux de direction moyenne W 20° S - E 20° N qui se relaient avec des abaissements d'axe suffisamment faibles pour que leur panorama soit celui des chaînes presque continues qui s'appuient au SW, par une virgation douce, à l'accident (A), mais butent brutalement au NE sur la faille (B), ou sur les massifs qui la jalonnent. Le Plio-Villafranchien est toujours fortement redressé, surtout sur les flancs SE, souvent verticaux ou même déversés. Ces guirlandes sont le résultat de la dernière phase de plissement : elles sont postérieures à l'alignement des djebels Bou Ramli et Ben Younès. A l'Est de Métlaoui, l'aspect des affleurements néogènes est particulièrement schématique : le Pontien et le Villafranchien, concordants sur l'Eocène, sont plissés avec lui au Djebel Oum el Krecheb, mais sur le flanc SE du Dekouane, il n'y a plus d'Eocène et le Pontien repose, avec une forte discordance angulaire, jusque sur le Crétacé moyen.

Les guirlandes ont une jeunesse qui se retrouve dans les formes. La faiblesse de l'érosion n'a permis que le décapage des couches tendres et la voûte des calcaires de l'ABIOD n'a été que rarement traversée, si bien que presque tous les anticlinaux sont encore des "monts".

L'étude des formations détritiques permet de fixer plus précisément la position chronologique des pulsations tectoniques. C'est ainsi que le Mio-Pliocène ne contient jamais de galets de Sénonien ou d'Eocène. La subsidence qui est impliquée par des épaisseurs qui se chiffrent à plusieurs centaines de mètres n'est pas générale : elle se localise à certains synclinaux qui compensent l'ébauche d'anticlinaux voisins. Ceux-ci sont encore à peine esquissés puisque leurs éléments ne se retrouvent pas dans les synclinaux mio-

pliocènes. C'est dans un pays plus lointain, celui des anticlinaux nés de la première phase atlasique, qu'il faut chercher les matériaux détritiques du Mio-Pliocène. Par contre, les conglomérats récents, dont les premières accumulations lenticulaires remontent peut-être au Pliocène, mais dont la masse est datée du Villafranchien, contiennent les échantillons de toute la série visible des guirlandes. La phase tectonique principale de ces guirlandes est donc villafranchienne. Le glacis acheuléen n'est jamais déformé.

- Les anticlinaux satellites :

Un des aspects les plus curieux de ces guirlandes résulte du fait que la plupart des vastes anticlinaux qui les constituent sont accompagnés sur leur flanc SE de replis secondaires minces et raides. Ces anticlinaux étroits n'ont guère attiré l'attention des géologues bien que leur présence pose un problème tectonique captivant. Seul H.ROUX (1911) les a bien vus : il admet que les vastes anticlinaux sont "l'expression du plissement régional" et que les anticlinaux secondaires "traduisent les maxima locaux de la pression tangentielle". Nous n'avons eu l'occasion d'étudier que le Sif el Leham qui double de Djebel Mhrata, mais à lui seul il peut permettre d'esquisser une solution.

Si nous insistons sur ces replis, c'est qu'ils évoquent des structures analogues qui, sur le flanc sud du Belouta, nous ont posé de multiples problèmes. Il semble bien que les solutions soient voisines.

En tectonique de couverture, une poussée tangentielle fabrique des anticlinaux dont l'ampleur est directement liée à l'épaisseur de la série plissée. On peut admettre que la déformation globale qui se produit est celle qui permet le rétrécissement maximum avec un travail minimum. Or, lorsqu'un pli est déjà formé, il arrive un moment dans son évolution où le travail nécessité par un raccourcissement donné, augmente. Ceci résulte soit de l'architecture même

du pli dont la forme ne se prête plus à une nouvelle déformation, soit du fait que le travail effectué contre la pesanteur devient trop grand. Autrement dit, à partir d'un certain stade de l'évolution d'un anticlinal, la naissance d'un autre anticlinal demandera une puissance plus faible que l'accentuation du premier. Dans une série homogène, il est normal que les anticlinaux aient sensiblement la même amplitude et la même "longueur d'onde". Il est donc apparemment anormal qu'il existe des anticlinaux satellites comme ceux des guirlandes de Gafsa. Le schéma classique de l'anticlinal de couverture nous permettra de proposer une solution générale simple.

Dans un pli de couverture l'expérience montre qu'il existe en général un niveau "compétent" qui se plisse concentriquement. Ce niveau sépare une zone inférieure de compression d'une zone supérieure d'extension : la première correspond au domaine de la dysharmonie, la seconde au domaine des fractures de tension et plus particulièrement des joints de tension longitudinaux. Dans cette zone supérieure peuvent apparaître des décollements différents du cisaillement basal responsable du plissement d'ensemble. En raison de l'action conjuguée des joints de tension qui rompent la cohésion et de l'érosion qui supprime certaines couches, les flancs des anticlinaux peuvent se trouver soumis à un régime de contraintes très particulier où la pesanteur est amenée à jouer un grand rôle. Il est alors évident que toute surface de décollement secondaire pourra conduire à des replis dont l'ampleur sera liée à l'épaisseur de la série surincombante : plus le décollement sera proche de la surface, plus les anticlinaux formés seront étroits. Si l'on considère les anticlinaux principaux comme des structures du 4ème ordre, les anticlinaux satellites seraient des structures de 5ème ordre, le 6ème ordre serait réservé par exemple aux écoulements de flanc du type "collapse structure".

Dans le cas des guirlandes, la zone des plissements concentriques paraît se situer au niveau de la corniche supérieure de la formation ZEBBAG (calcaires et dolomies du Turonien inférieur). La formation ALEG qui lui fait suite est épaisse de 500 à 600 m dans le bassin des chotts; elle est essentiellement argileuse et souvent riche en gypse. Il est donc normal que les calcaires de l'ABIOD dessinent des voûtes aplaties, faillées longitudinalement et pourvues de replis sur le flanc sud, le plus raide. Le Sif el Leham, satellite du Djebel Mhrata est un de ces replis des calcaires de l'ABIOD. Mais il peut exister des replis encore plus étroits, dans la mesure ou d'autres lits incompétents peuvent permettre un décollement.

Dans le massif du Djebel Alima et dans la région de Metlaoui, une série argileuse de 160 m sépare les deux barres calcaires de l'ABIOD. Il n'est pas impossible que cette série plastique soit responsable des replis serrés de l'Oum el Krechéb, de l'Aïn el Hanèche et de l'Henchir Zegdoude.

La série dano-montienne des argiles d'EL HARIA peut permettre des plis encore plus fins, localisés aux couches compétentes de l'Eocène (lumachelles et calcaires durs).

Il n'y a donc finalement aucune anomalie, si l'on ne voit dans ces replis satellites qu'une conséquence obligatoire de leur position privilégiée sur les flancs coffrés de vastes anticlinaux : ils appartiennent déjà au domaine de la "dysharmonie synclinale" dont il est bien difficile de tracer la limite avec la "collapse structure".

- Le dôme du Fedjedj.

Cet immense anticlinal frappe dès l'abord par sa dissymétrie. Son flanc sud déploie sur 150 km le grand arc du Djebel Tebaga constitué par les deux crêts cénomanien et turonien. Son flanc nord est, par comparaison, d'une invraisemblable complexité. C'est

son ancienneté qui semble devoir expliquer cet aspect. Le dôme du Fedjedj est né pendant la première phase atlasique et le produit de son démantellement a alimenté les synclinaux : le coeur wealdie où affleure une série gréseuse de plus de 200 m a sans doute fourn l'essentiel des sables du Mio-pliocène. Pour R.COQUE, cette sédime tation sableuse peut être considérée comme synchrone de la sédimen tation argileuse qui naîtrait de l'érosion cataclinale des reverts crêts. La répartition des argiles et des sables dépend d'une part la topographie instantanée, et d'autre part de l'évolution de l'ér sion. On peut donc admettre qu'avant la phase villafranchienne, le dôme du Fedjedj était déjà arasé. Seul son flanc nord a encaissé l poussée née de la deuxième phase atlasique : c'est alors la tecto- nique superposée qui a totalement modifié celui-ci en créant des anticlinaux secondaires et de multiples cassures à sa terminaison périclinale orientale. L'axe primitif du Fedjedj était certainemen NW-SE comme celui des djebels Ben Younès et Bou Ramli. Les sondage ont montré que la moitié sud du dôme ne pouvait plus subir de plis sement car elle est directement ancrée sur des structures ancienne c'est ainsi qu'au Djebel Melab, à moins de 20 Km au SE de l'arc du Tebaga, le Cénomanien repose directement sur le Permien.

- Le problème du Jurassique

On a souvent donné comme caractère fondamental de l'accident sud-atlasique (P.RUSSO 1934, R.LAFITTE 1939, etc...) son rôle de limite de la mer jurassique. Les sondages pratiqués en Algérie ont légèrement tempéré cette affirmation car ils ont trouvé du Jurassi que au Sud de l'accident; celui-ci joue tout le même rôle de limit de faciès entre un jurassique profond au N et épinéritique au S.

En Tunisie, le faisceau des accidents (A) et (B) ne limite pa non plus la mer jurassique, mais le jurassique de la Djeffara ne devient marin qu'à partir du Bathonien : il est épinéritique avec de nombreuses récurrences continentales. Au contraire, les sondage

de la pointe orientale du Chott Fedjedj(CF_1 et CF_2) prouvent l'existence d'un fossé où la subsidence était active puisque, partant du Wealdien , on est en plein Jurassique moyen à 4.000 m de profondeur. La faille de Médénine fut un des éléments de cette flexure jurassique puisqu'au S on n'a que quelques minces niveaux du Jurassique supérieur (émersion du Tebaga de Medenine), alors qu'au N un Jurassique calcaire épais affleure dès le poste optique de Médenine.

- La tectonique quaternaire

Nous avons montré comment les guirlandes soulignent l'importance d'une phase tectonique villafranchienne ou postérieure puisque les calcaires à Cardium datés du Villafranchien inférieur sont fortement plissés dans toute la région située au N des chotts. Par contre, R.COQUE a prouvé dans sa thèse que le glacis acheuléen n'est pas déformé : ceci ramène l'épisode gafsien à l'ordre de grandeur d'un rejeu de faille qui ne mérite certainement pas d'être considéré comme une "phase" post-acheuléenne et ante-moustérienne. Qui plus est, R.COQUE croit pouvoir affirmer que cet épisode est né d'une erreur d'observation : les silex taillés seraient horizontaux dans un encroutement remaniant la formation plissée, et non pas parallèles au pendage, comme ils devraient l'être s'ils appartenaient réellement au conglomérat.

Nous renvoyons à l'ouvrage de R.COQUE (1962) où tous les arguments morphologiques sont longuement exposés, où des réponses sont faites à toutes les objections possibles.

IV. Faisceau des directions N -S.

Il figure la bissectrice de l'angle obtu des directions A, B.. et des directions a, b... Ce faisceau n'interresse que les "sahel". En dehors de "l'axe N -S" et de la faille de Sbeitla, ses éléments ont été mis en évidence par les données de la géophysique. Ce faisceau ne concerne que de très loin cette monographie et il n'a pas paru utile d'en esquisser l'étude. Les travaux de G.CASTANY et P.F. BUROLLET donneront de bons renseignements sur "l'axe N-S" lui-même qui en constitue l'élément essentiel.

B. UN PROBLEME DE NOMENCLATURE

I. Structures transversales ou structures directionnelles ?

L.GLANGEAUD (1951) a défini en Afrique du Nord deux séries d'accidents du 3ème ordre :

1. Des structures directionnelles correspondant "aux unités paléogéographiques d'âge secondaire, ayant joué pendant une partie du Secondaire".

2. Des structures transversales "obliques par rapport aux précédentes et qui peuvent être d'anciennes structures primaires ou précambriennes du socle ayant rejoué au moment des plissements alpins". Ces dernières sont donc transversales par rapport aux unités paléogéographiques.

Une première difficulté naît de la position particulière de la Tunisie dans l'ensemble nord-africain. L'existence de quatre faisceaux principaux d'accidents confirme cette originalité. Mais alors quelles directions peut-on nommer "transversales", quelles autres peut-on nommer "directionnelles". C'est ainsi que l'accident T_3 qui appartient pourtant, d'un point de vue purement géométrique, à la série des transversales, joue sur une grande longueur le rôle de limite de faciès pour le Crétacé supérieur; pourtant il recoupe franchement les limites du Crétacé inférieur. De même, l'accident N-S fut pendant longtemps une limite de faciès : mérite-t-il pour cette seule raison le titre de "directionnelle", alors qu'il est perpendiculaire à toutes les lignes isopiques antérieures à l'Albien.

G.CASTANY, pour sa part, a décrit le grand accident sud-tunisien sous le nom de "transversale de Gafsa". Or le caractère sédimentologique essentiel de cette structure est de constituer une limite de faciès depuis le Carbonifère. C'est donc une "direction-

nelle". Mais G.CASTANY emploie-t-il le terme "transversale" au sens de L.GLANGEAUD ou au sens de H.ROUX, qui appelle ainsi des directions particulières transversales aux plis de l'Atlas saharien ?

II. Les "transversales de H.ROUX"

Dans son étude du Sud-tunisien, H.ROUX (1911) dessine une série d'arcs d'une régularité remarquable et d'une équidistance parfaite. Il les nomme transversales et en fait le trait structural original des confins algéro-tunisiens.

Cette régularité même fait douter de la réalité de cette interprétation tectonique : ou bien l'auteur, à la suite d'observations sérieuses, a généralisé ses premiers résultats en faisant cadrer inconsciemment certains faits avec ce qu'il voulait prouver, ou bien la réalité impose une explication différente de celle qu'il a proposée. Une structure liée au socle n'a aucune chance d'être aussi régulière.

C'est néanmoins la seconde option qui nous paraît fondée, mais H.ROUX semble avoir pris pour preuve d'une action profonde des faits obligatoires dans le cadre d'un simple plissement de revêtement.

Nous avons dit tout à l'heure pourquoi un anticlinal avait, dans une série d'une certaine épaisseur, une ampleur qui dépend directement de cette épaisseur. Autrement dit, la localisation initiale d'une crête détermine la totalité d'une zone plissée; si l'épaisseur de la série varie peu, la "longueur d'onde" des plis reste constante. De même un pli a toujours une longueur finie, sensiblement la même pour des anticlinaux de même type. Si la première série d'anticlinaux est à peu près en ligne droite, les anticlinaux de l'alignement suivant se feront en quinconce avec les précédents. Il est donc obligatoire que les lignes joignant les culminations d'axes, ou les zones de plongement périclinales

soient des droites sensiblement parallèles et équidistantes. On ne peut y voir la preuve d'une action de socle ni l'indication d'une tectonique superposée.

Seules les torsions auxquelles ont été soumises les terminaisons périanticlinales, au niveau des articulations entre deux anticlinaux voisins peuvent servir d'argument à l'hypothèse d'une phase récente (villafranchienne) de direction N.S. superposée à une phase ancienne de direction NW-SE. Mais des torsions comme celles des terminaisons SW des guirlandes de Gafsa peuvent résulter également de l'ancrage de la série située au S de l'accident (A), la couverture de la zone N ayant pour ainsi dire frotté en se déformant sur le rebord de l'élément du socle situé plus au S.

Remarques

Les accidents décrits ne sont pas tous nécessairement d'origine crustale. C'est l'étude détaillée de chaque cas qui peut permettre de juger de l'influence plus ou moins directe du socle.

C. PRINCIPALES UNITES

Nous décrirons les principales unités conformément au découcage proposé par la mosaïque précédente.

1. La plateforme sahélienne avec ses deux éléments, Sahel de Sfax et Sahel de Sousse séparés par l'accident (a).

2. L'avant pays de la "Dorsale" de Grombalia à Maktar.

3. La "Dorsale" de Hammam Lif à Maktar qui comporte l'accident (T_2) et l'accident (c), ainsi que les massifs bordiers.

4. La zone intermédiaire autochtone à plis de revêtements (sans Miocène marin). Elle est limitée par les accidents T_2 et T_4. Elle comporte deux sous-zones :

a) La sous-zone de Tunis à Souk el Djenna

b) La sous-zone Delta de la Medjerda - Tadjerouine.

Ces deux zones sont séparées par l'accident Tunis - Ellès - Thala (T_3). C'est le domaine des fossés d'effondrements quaternaires.

5. La zone des diapirs.

6. La zone des écailles et des nappes dont les limites ne sont plus conformes à la mosaïque, puisque ces unités résultent d'un écoulement tangentiel venu du NW, dont les éléments sont, bien sûr, indépendant du socle.

Après cette description détaillée, il conviendra de faire la synthèse des observations, dans la cadre d'un paragraphe orogénique destiné à situer les diverses phases tectoniques et à fixer plus particulièrement l'ampleur de la phase post-villafranchienne.

Un bref historique permettra de situer l'évolution des idées et de montrer les oscillations, autour d'une solution à laquelle nous espérons avoir fourni un apport utile.

C H A P I T R E II.

PLATEFORME SAHELIENNE

A. L'accident Krechem el Artsouma - Mahdia [accident (a)]

L'importance de cette zone tectonique comme limite entre les deux sahel de Sousse et de Sfax, nous oblige à insister sur les détails de sa structure. Nous noterons les caractères d'un certain nombre d'éléments qui le jalonnent : Djebel Boudinar, Krechem el Artsouma, dôme de Chorbane, dôme de Zéramedine.

1. Le Krechem el Artsouma

La structure décrite rencontre l'axe NS dans une région qui correspond, de ce fait même, à un véritable noeud tectonique, dont l'origine remonte au moins à l'Albo-Aptien. C'est ainsi que l'ensemble Gouleb-Meloussi formait alors un chenal intracratonique, où s'est déposée une série épaisse d'évaporites pouvant représenter plus de 50 % de la formation GAFSA, pendant que l'axe NS constituait sensiblement la limite entre les faciès sableux à l'W et les faciès carbonatés, plus franchement marins, à l'Est.

Au Gouleb, la formation saline est représentée par "360 m de gypse blanc, massif, avec de rares intercalations de dolomie à grain fin" (P.F.BUROLLET, 1956, p.62). A l'Ouest de l'axe NS, l'accident se marque, sur le flanc S du Djebel Boudinar par la discordance des argiles de la formation SOUAR sur les calcaires de la formation ZEBBAG (Cénomanien-Turonien), ainsi que par des failles importantes qui bordent le Khanguet Reghana, synclinal qui sépare

le Djebel Boudinar du Djebel Gouleb.

Le Krechem el Artsoum a est un pli faillé sur son bord SE. Le coeur de l'anticlinal est constitué par les sables de BOUDINAR (Barrémien). La formation GAFSA y est réduite aux lits inférieurs de son élément BOU HEDMA. La formation ZEBBAG (Cénomanien ? Turonien inférieur) y est représentée par une série néritique calcaire qui dépasse 200 m sur le flanc normal, mais se réduit à une dizaine de mètres de sédiments détritiques sur le flanc inverse (G.CASTANY, 1951, p.537-539). L'ABIOD n'est représenté que par un seul lambeau, à l'extrémité N. Il n'y a ni Paléocène, ni Eocène inférieur. La formation SOUAR est visible au NW : elle est discordante sur les calcaires sénoniens de l'ABIOD. Une série gréseuse puissante lui fait suite, en concordance : elle est oligocène à la base, avec des Nummulites et vindobonienne au sommet. Une activité orogénique importante, suivie d'érosion, se manifeste à la fin du Vindobonien. Elle correspond à une régression généralisée. Le Mio-Pliocène continental est discordant sur la série antérieure. "La zone de flexure, accusée dès le Cénomanien, a persisté au Tertiaire, pour évoluer, au cours du plissement majeur en pli-faillé" (G.CASTANY).

La formation continentale supérieure se termine par un conglomérat grossier, encroûté, concordant sur le Miocène et déformé avec lui. Dans le coeur de l'anticlinal, on retrouve la même croûte villafranchienne sur les grès barrémiens. La dernière phase tectonique est donc bien villafranchienne ou légèrement postérieure, mais l'essentiel de l'érosion du dôme date des phases antérieures.

L'étude paléogéographique de la région (P.F.BUROLLET) montre qu'au Crétacé supérieur, un promontoire émergé bordait l'élément situé au N de l'accident, alors que l'élément sud, correspondant au Sahel de Sfax, était le siège d'une sédimentation marine normale. Cette bande émergée subsiste à l'Eocène inférieur, mais c'est au N qu'existe alors un ombilic à sédimentation saline, au niveau

du Djebel Rechaïch (P.F.BUROLLET, 1956, p.153). A l'Eocène supérieur, la fosse migre au S de l'accident qui joue alors le rôle de limite paléogéographique entre une province nord à sédimentation clastique (principalement argileuse) et une province sud marquée par un ombilic profond à sédimentation saline (860 m de gypse massif au Djebel Djebbs-nord).

II. La structure de Chorbane

L'accident se manifeste vers le NE par une série d'anticlinaux plus ou moins faillés. Le dôme de Chorbane a pu être mis en évidence grâce aux pendages de la formation mio-pliocène : la croûte villafranchienne elle-même montre des pendages de l'ordre de 20 à 25° et elle est affectée par la faille qui coupe l'anticlinal suivant une direction W 15° S - E 15° N.

Entre le Krechem el Artsouma et Chorbane, l'alignement Kordj-Bou Thadi présente un flanc où la croûte et les limons rouges villafranchiens atteignent couramment des pendages de 60° et parviennent localement à 80°. Le Bou Thadi est donc un anticlinal déjeté vers le S, uniquement constitué par du Mio-Pliocène continental.

Le sondage CN_1 de Chorbane fut placé au N de la faille visible : il a mis en évidence un grand accident dont le rejet atteint 1500 m. Les données permettent de penser que le pendage de la faille est dirigé vers le S; cet accident serait alors conforme à la subsidence actuelle du bassin de la Sebkhet Cherita. Cette tendance à un chevauchement vers le N ne correspond pas à la dissymétrie du Djebel Bou Thadi mais rappelle par contre la structure de Zeramedine. Aussi parait-il plus normal de prolonger le flanc sud du Bou Thadi par la flexure qui limite le Pontien depuis El Djem jusqu'à Ksour Essaf : le Pliocène et la croûte villafranchienne sont affectés par cette flexure tout le long des affleurements grossièrement alignés du Pliocène.

Les structures de Chorbane et de Zéramedine appartiennent d'ailleurs plutôt encore à la zone géologique de Sousse; seule l'épaisseur énorme du Miocène de Zéramedine rappelle le Sahel de Sfax.

L'alignement que nous venons d'évoquer n'est pas seulement souligné par les pendages du Villafranchien, car la gravimétrie permet de déceler un anticlinal d'El Djem à Hiboun qui limite au Sud une zone à anomalie négative qui part de Moknine, passe au N d'El Djem et rejoint, après une virgation vers le S, la cuvette de la Sebkha el Rherra, où elle atteint les valeurs les plus bass

III. La structure de Zéramedine

C'est un grand dôme de Miocène (J.RAAF, 1952, p.85-92), faill au NW : le long de cette cassure le Pliocène montre des pendages considérables de 60 à 80°. La croûte villafranchienne elle-même a teint souvent 20 à 25° de pendage nord. Elle moule, comme elle le fait si souvent une structure ancienne : ses déformations propres chiffrent l'ampleur de la phase quaternaire.

IV. Conclusion

L'analyse des structures de la zone Krechem el Artsouma - Mal dia prouve l'existence d'un accident ou d'un faisceau d'accidents vigoureux, dont les premières manifestations remontent au moins au Cénomanien pour son extrémité SW, à l'ALEG pour la région Ktitir - Chorbane. Une phase sensible se situe à l'Eocène inférieur : les sédiments de cet âge manquent à Chorbane comme au Krechem. A Chor bane, le Miocène est discordant sur la formation SOUAR. Une der nière pulsation affecte toute la série Miocène et Pliocène : elle est bien visible grâce aux croûtes quaternaires anciennes qui par ticipent partout aux derniers plissements.

B. Le Sahel de Sfax

La carte au 1/500.000 montre que c'est le domaine de la croûte villafranchienne, ce qui prouve que les plissements y sont nécessairement discrets, puisque les dénivellations ne furent pas suffisantes pour que l'érosion fasse disparaître cette croûte.

Les données géophysiques confirment cette hypothèse : les ondulations, même dans les séries anciennes, sont des dômes très plats. Un excellent miroir sismique se localise au voisinage de 2500 m de profondeur : son niveau est sensiblement le même sous le Sahel de Sfax. Ce miroir correspond soit au sommet des calcaires de l'ABIOD qui ont été rencontrés à Ste-Juliette ($S.J._1$) à 2320 m, soit au sommet des basaltes, si l'on admet que ceux-ci représentent un niveau généralisé à toute la plateforme sahelienne : ils ont été trouvés à Ste Juliette à partir de 2347 m et sous 109 m d'épaisseur et n'ont jamais été rencontrés plus haut que la limite ALEG-ABIOD.

Les seules anomalies négatives sont situées sur les bordures : ce sont au N, l'anomalie de la Sebkhet el Rherra qui borde au SE le Djebel Bou Thadi et, à l'extrémité Sud, celle de la Sebkhet en Noual.

Les ondulations ne sont sensibles en surface que le long du faisceau anticlinal Ste Juliette - Melloulèche.

C. Le Sahel de Sousse

Les manifestations tectoniques y prennent une importance beaucoup plus grande et plus particulièrement les plissements récents qui ont permis à l'érosion de démanteler la carapace villafranchienne et de créer toute une série de dômes à matériel tertiaire, séparés par des bassins dont la subsidence se poursuit toujours activement.

La sismique a montré que la limite entre les plaines sahéliennes et les montagnes qui les bordent à l'Ouest n'est pas aussi nette que le contact brutal entre le Quaternaire et le Djebel Chérahil pourrait

Fig.1 Carte géologique des environs de Monastir

1 - Miocène et Pliocène marins,
2 - Plio-villafranchien continental,
3 - Croûte calcaire,
4 - Alluvions quaternaires,
5 - Sols salés,
6 - Dune anté-ouljienne,
7 - Dune post-ouljienne,
8 - Cordon dunaire flandrien,
9 - Faciès littoral de la plage à Strombes (Ouljien),
10 - Faciès de petits fonds sableux ou vaseux,
11 - Faciès des champs de nodules à Mélobésiées et faciès d'herbiers,
12 - Fond rocheux sur le Pliocène marin.

Fig.1$_{bis}$ Evolution de la région de Monastir entre la plage du Tyrrhénien II et celle du Tyrrhénien III.

1 - Bord de mer,
2 - Zone de la plage de 14 m non recouverte par la plage à Strombes,
3 - Plage anté-ouljienne,
4 - Quaternaire non différencié,
5 - Zone encroûtée,
6 - Fond de mer ouljien émergé,
7 - Dune post-ouljienne,
8 - Cordon flandrien.

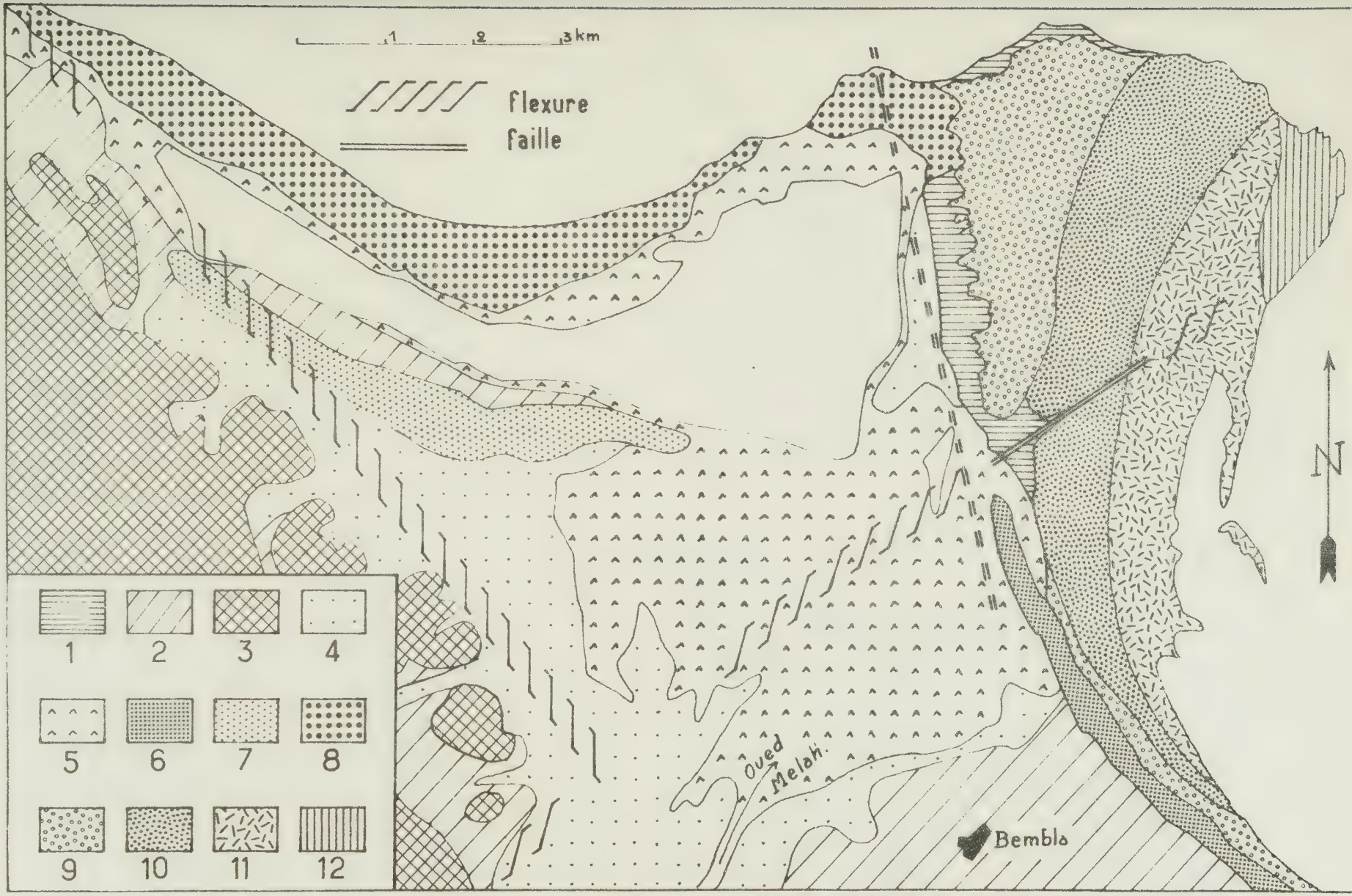
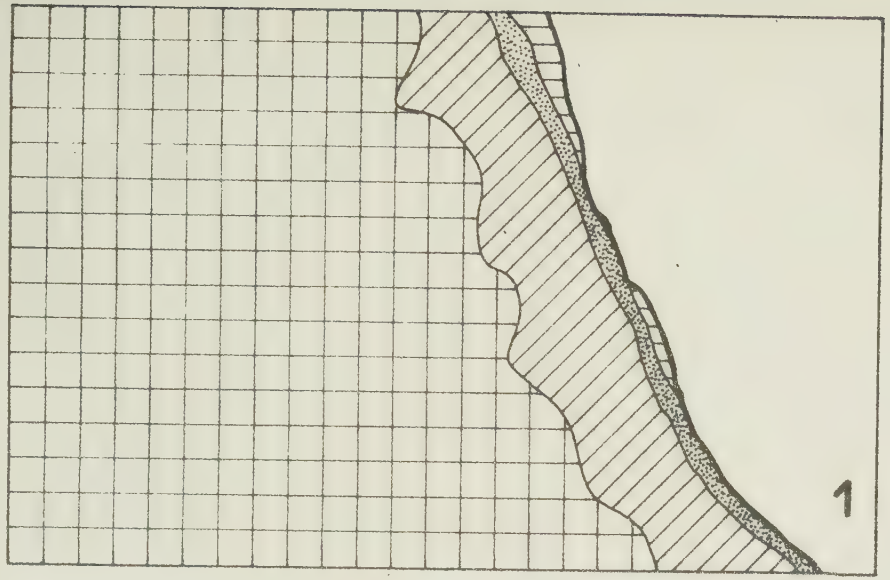
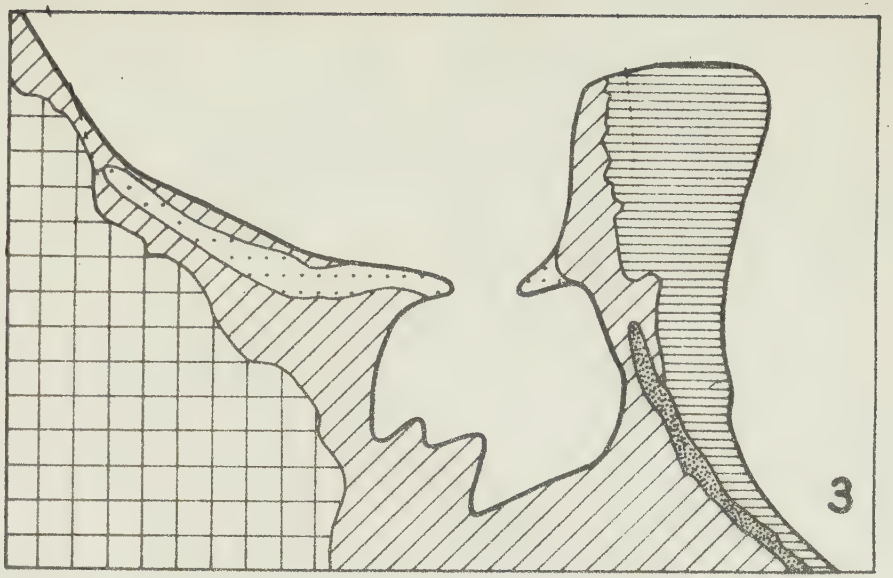
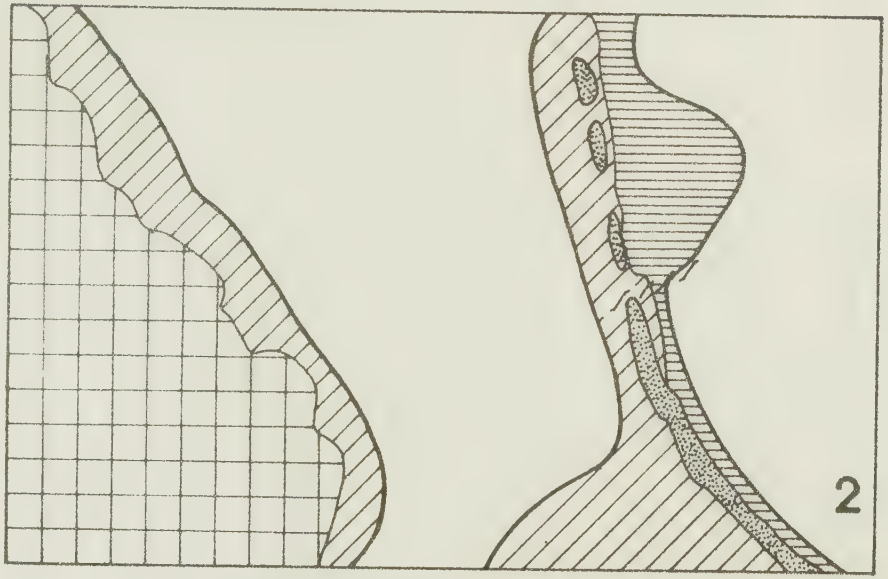
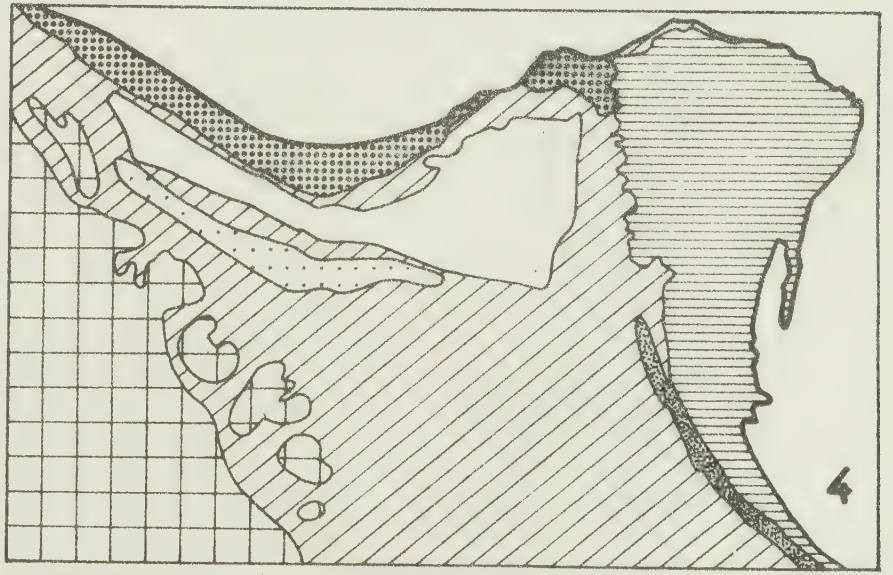


Fig.1 REGION DE MONASTIR


1


3


2


4

1
2
3
4

5
6
7
8

le faire supposer. "Le style tectonique des plis péri-sahéliens se retrouve ... dans les structures ennoyées de la plaine. Cependant une diminution de l'intensité de plissement se traduit par une largeur plus grande des structures et une diminution de l'importance du rejet des failles" (P.MROSOVSKY et D.KEPPEL, 1952, p.103).

Les principaux dômes sont, en dehors de ceux que nous avons déjà décrits au début de ce chapître : le dôme de Ktitir, le dôme d'Ouardenine, le dôme de Fraïa, le dôme de Kalaa Kebira et celui de Damous qui prolonge vers le NE le dôme de Zéramedine. Enfin, l'étude géophysique a mis en évidence une structure importante à l'W-SW de la Sebkha Sidi el Hani : la branche principale prolonge l'axe NS de l'anticlinal de Ktitir.

On peut admettre que le Sahel de Sousse est limité, de l'autre côté de la cuvette de la Sebkha Kelbia, par le monoclinal du Draa es Souatir et par l'anticlinal d'Enfidaville. La Sebkha Kelbia appartient à une série de bassins à anomalie fortement négative qui va de Hergla jusqu'au Fondouk el Aouareb, en passant par Kairouan et par la vallée du Merguellil.

Nous insisterons seulement sur les phénomènes de plissements récents qui ont affecté la région de Monastir et nous établierons les liaisons entre tectonique et évolution morphologique.[fig.1]

Tectonique et morphologie de la région de Monastir

1. Position géographique

La région de Monastir constitue un promontoire complexe d'une dizaine de Km, sur une côte par ailleurs pratiquement rectiligne sur 70 Km, de Hergla jusqu'à Rass Dimasse, à l'E de Téboulba. Cette presqu'île fait figure de tombolo triple, mais l'analyse structurale nous prouvera qu'il n'en est rien puisque le pédoncule principal est antérieur à l'exondation du plateau de Monastir. La presqu'île est

faite d'un plateau triangulaire, sensiblement isocèle, dont l'angle le plus aigu est dirigé vers le S; il est relié à la côte par trois cordons. Celui de Krniss, au S, est le plus ancien et le mieux constitué; les deux autres sont des cordons dunaires plus ou moins incomplets : cordon de Sahline. Une vaste sebkha, utilisée anciennement comme saline, limite le plateau au SW : elle semble prolonger la grande plaine basse et marécageuse de Djemmal-Bembla.

2. Position structurale

La presqu'île de Monastir se trouve dans le quadran nord délimité par deux structures concourantes :

- le faisceau des failles et flexures qui limitent à l'E le dôme vindobonien de Fraîa et qui s'aligne sensiblement de Sousse à Mesjed Aïssa.

- la flexure N de l'anticlinal de Damous-Bodeur, structure semblable à celle de Zeramedine, mais décalée par rapport à celle-ci de 6 Km vers le N. Le décalage paraît correspondre au prolongement des failles de Sousse, mais l'état actuel des études sur cette région ne permet pas d'affirmer qu'il y ait une liaison effective entre ces deux phénomènes. De toute façon, si la liaison existe, il n'y aurait pas cisaillement, mais formation d'anticlinaux décalés en échelon, de part et d'autre d'un accident préexistant, qui aurait seulement rejoué au Villafranchien entre Sousse et Sahline. La région de Monastir se situe donc à la limite des deux provinces géologiques correspondant à la zone d'épaississement de la série miocène.

3. Constitution géologique

Les terrains qui forment cette région appartiennent au Néogène et au Quaternaire. Le plateau de Monastir correspond à une carapace faite d'un calcaire gréseux blanc, très fossilifère. C'est un gisement très classique de Tyrrhénien, discordant sur les terrains plus anciens.

a) Le Néogène

Le Miocène affleure sur la côte N et au pied de la falaise occidentale (J.M. de RAAF, 1952, p.85, et W. VAN LECKWIJCK, 1954, p.461). Le Vindobonien est visible sur 1050 m. Il comprend 600 m d'une série lignitique et argilo-sableuse située à la base, suivie de 150 m d'une série bariolée avec des argiles rouges et vertes et des bancs de grès bruns et durs. Au sommet, 300 m de sédiments marins fossilifères montrent des argiles intercalées de quelques bancs de grès. Au-dessus et en concordance viennent des formations continentales : sables et argiles sableuses rouges du Pontien dont l'épaisseur peut varier considérablement d'un point à un autre. Cette série pontienne montre la trace de quelques invasions marines, ce qui permet de définir un environnement de sebkha côtière avec des passages temporaires par des stades laguno-marins. Il s'agit bien de Pontien car les microfaunes sont du type vindobonien et le Pliocène est transgressif et discordant sur cette série continentale.

Le Pliocène marin constitue la côte au voisinage du port de Monastir, ainsi que les ilôts de Rhadamsi; on le trouve aussi dans les carrières situées au S de Chkol. Vers le S, le Pliocène passe à des formations continentales villafranchiennes recouvertes par la carapace des calcaires saumons à Kélix. Cette croûte calcaire n'est typique qu'au SW de la ligne Matmer-Mesjed Aïssa, c'est-à-dire au-delà du faisceau de failles qui coupent le dôme vindobonien de Fraïa. Le long de cette ligne, la croûte est brisée et flexurée. Sur le glacis qui rejoint la Sebkha de Monastir, on trouve encore des croûtes, mais qui résultent d'un remaniement de la croûte villafranchienne : celle-ci figure en éléments dans une brèche qui couronne le haut du glacis, ainsi qu'en galets sur la pente. Tout en bas, sous une croûte zonée et mince, un calcaire pulvérulent blanc et homogène correspond probablement à un épisode lacustre, à l'arrière de la dune postérieure au Tyrrhénien II, c'est-à-dire anteouljienne. C'est un cas exceptionnel où l'origine lacustre d'un calcaire pulvérulent blanc paraît probable.

b) Le Quaternaire

Les couches marines le plus anciennes qui soient conservées dans cette zone, correspondent à la plage de Réjiche, c'est-à-dire à la plage de 15 m (Tyrrhénien II). On ne rencontre celle-ci que dans les puits de la région de Krnis. Par contre, la dune qui s'est formée pendant la régression séparant les deux niveaux du Tyrrhénien II et du Tyrrhénien III (Ouljien), est bien caractérisé de Ksiba el Médiouni jusqu'à la pointe de la Garaa. Elle disparaît totalement vers le N; on ne la retrouve qu'au Cap Bon, à partir de Nabeul.

Ainsi, à Monastir, on ne trouve aucune trace de niveau marin compris entre le Pliocène et le niveau de 15 m : les rivages des pulsations antérieures au Tyrrhénien II se trouvent donc vraisemblablement en pleine mer. Il en serait de même pour le rivage de 15 m entre Monastir et Nabeul.

Il existe deux dunes différentes de la dune à oolithes de Krnis la dune de Sahline et la dune de Dekrila. La première appartient à un cordon qui est coupé vers l'Est par les apports d'eaux de la Sebkha vers la mer. C'est une dune à grain grossier, de teinte fauve qui ne rappelle en rien les grandes accumulations oolithiques du Tyrrhénien II. Elle évoque au contraire beaucoup la texture de la dune post-ouljienne qu'on rencontre un peu partout, plus au S, en placages sur la plage à Strombes. Je pense qu'un golfe ouljien occupait la sebkha actuelle et coupait l'ancienne dune de Krnis au niveau d'El Garaa (cote 8). Un cordon littoral sur lequel s'appuyèrent des dunes isola plus ou moins une première lagune, dès le début de l régression post-ouljienne.

Le bombement de la plateforme de Monastir semble être intervenu très vite après le dépôt de l'Ouljien. L'ampleur de la déformation n dépasse pas 25m: elle est maximale au niveau de Djama Kortil. Il y a eu formation d'un dôme avec une faille de 12 m au S (Oued Tefla) et probablement un rejeu de l'accident occidental de Chekanes : ce

dernier est certainement plus important car la sismique prouve l'existence d'une faille qui coïncide avec l'épaississement brusque de la série miocène. C'est cette tectonique qui a provoqué l'émersion du plateau de Monastir, construisant une presqu'île à partir d'un pédoncule préexistant. Monastir ne peut donc pas être pris comme exemple d'un tombolo.

La dune de Dekrila est un cordon flandrien qui,en joignant le plateau émergé de Monastir à la région de Sousse,a créé une seconde lagune. A une distance de 1 à 2 km en avant de la côte actuelle on trouve la trace d'un cordon sous-marin en arc régulier depuis le N de Sousse jusqu'à l'ilôt de Rhadamsi. Il s'agit probablement d'un cordon embryonnaire d'origine récente; l'accroissement de l'érosion consécutif au déboisement en serait le facteur principal ce qui permettrait de le considérer comme du Rharbien récent au même titre que la terrasse "anthropique" des basses vallées.

D. Les coulées de roches basiques

Les affleurements crétacés des environs d'Enfidaville (J.F. de RAAF et S.P. ALTHUIS, 1952, p.127 à 137), ainsi que tous les sondages profonds, mettent en évidence des roches basiques d'un type intermédiaire entre gabbro et diorite, à structure ophitique ou microlithique.

Elles n'ont jamais été trouvées au-dessus du Coniacien : on les connait en affleurement dans le Turonien de Fadeloun, à la base du Turonien à Enfidaville (EF_1), dans le Vraconien de Sousse (Ssl), dans le Coniacien à Ktitir (Kt_1 et Kt_2). Cantonnées dans les"Sahel", elles témoignent d'écoulements importants correspondant à une phase de détente et d'effondrements datant de la base du Sénonien.

C H A P I T R E III

L'AVANT PAYS DE LA DORSALE

A. LE CAP BON

Il constitue dans cette zone une unité originale du point de vue sédimentaire aussi bien que du point de vue structural.

I. Les terrains

Seules affleurent des formations appartenant aux ères tertiaire et quaternaire.

L'Eocène inférieur n'est pas visible, mais il est connu par sondage. Il comprend un Paléocène d'environ 100 m d'épaisseur, surmonté d'un banc calcaire de 45 à 50 m à Nummulites, Discocyclines, Alvéolines. Le Lutétien et l'Eocène supérieur correspondent à la formation SOUAR qui mesure environ 800 m, avec des intercalations de calcaires à Nummulites. Nous avons signalé déjà les difficultés d'interprétation que pose cette coupe du fait qu'il n'y a pas correspondance chronostratigraphique entre l'échelle théorique à base de Nummulites et l'échelle fondée sur la microfaune pélagique des marnes qui encadrent les calcaires.

L'Oligocène mesure de 750 à 900 m. On peut le diviser en deux ensembles :

- des sables et des marnes à la base (Medjanien) : les sables de la base contiennent une microfaune typique de l'Oligocène.
- des sables et grès supérieurs (Numidien) à granulométrie variant régulièrement dans le sens d'un accroissement de la taille des grains vers le haut, ce qui souligne l'aspect régressif de cet ensem-

ble (l'ensemble Eocène - Oligocène constitue un magnifique exemple de séquence négative).

Le Miocène débute par un calcaire très fossilifère, avec conglomérat de base. Une énorme série argileuse à intercalations gréseuses lui fait suite :

- marnes supérieures : 1200 à 1300 m de marnes gypseuses à rares intercalations gréseuses. Les influences continentales sont de plus en plus marquées vers le haut : elles caractérisent la régression de la fin du Vindobonien.
- série lignitifère : 400 à 500 m.
- marnes à Huitres, inférieures : 900 m.

Le Pliocène marin existe sous ses deux faciès, Astien molassique très fossilifère sur toute la côte au N de Korba, Plaisancien argileux dans toute la région de Hammamet-Nabeul : en réalité, la zone côtière montre, même au N de Korba, un faciès plaisancien recouvert d'Astien, ce qui constitue une forme de passage vers les affleurements purement plaisanciens d'Hammamet.

II. Structure

Cette variabilité des faciès est liée à des phénomènes tectoniques datant de la fin du Vindobonien et du début du Pliocène. Le Plaisancien d'Hammamet est encore concordant sur le Vindobonien : plissé avec lui, il monte à plus de 250 m, au NW de Nabeul. Au contraire, dans le NE du Cap Bon, l'Aptien affleure sur des plateaux faiblement inclinés vers la mer actuelle : la pente est normale pour une surface de fond de mer. Le Pliocène est alors fortement discordant sur le Vindobonien et ne dépasse pas 100 m, valeur convenable pour une épirogénie quaternaire moyenne, ou même pour une simple phénomène eustatique, si l'on admet qu'il n'y avait pas d'inlandsis au Pliocène.

La jeunesse de la tectonique du pédoncule du Cap Bon marque la mobilité plus grande de cette région, au contact du grand fossé de la plaine de Grombalia. On sait (H.SCHOELLER, 1939 et G.CASTANY, 1948) qu'il existe, au sondage (2775/2) de Grombalia-Beni Khalled et de haut en bas:

- quaternaire continental : 54,5 m
- quaternaire marin, littoral et sableux : 75 m
- quaternaire lagunaire : 300 m, avec un niveau d'évaporites (anhydrite et gypse) de 25 m.

Ce fossé renforce l'individualité du Cap Bon, dont la simplicité structurale d'ensemble contraste avec la multiplicité des dômes de la région d'Enfidaville.

Le coeur du Cap Bon est figuré par le dôme du Djebel Sidi Abd er Ra hmane qui culmine à 602 m. C'est un anticlinal dissymétrique crevé. L'apparition de la combe est le fait d'une érosion plus intense qui a supprimé totalement le flanc oriental: cette érosion tire son efficacité des conditions structurales elles-mêmes (pendages plus forts d'une dizaine de degrés) et peut-être aussi d'influences climatiques différentielles, car l'anticlinal est normal aux vents dominants de NW et la zone de détente, correspondant au passage de la crête, crée des pluies plus abondantes sur ce flanc oriental. La seule barre importante qui demeure encore en relief est la lumachelle burdigalienne.

Le reste du Cap Bon se situe facilement par rapport à ce dôme médian:

- Au N, le périclinal est régulier et un synclinal transverse l'isole du monoclinal d'El Haouaria, ouvert sur la mer.

- A l'W, le synclinal de Takelsa est occupé par 2000 à 3000 m de Miocène: il sépare le Djebel Sidi Abd er Rhamane du demi-anticlinal de Korbous, dont la moitié occidentale est effondrée à l'emplacem nt du Golfe de Tunis. Des sources chaudes plus ou moins sulfurées alimentent des "hammam" et jalonnent

des cassures importantes. L'absence constante du Pliocène ainsi q de toute plage marine quaternaire confirme un affaissement récent

- à l'E, la géophysique et les sondages de la SEREPT mettent évidence une ride anticlinale faillée, le long de la côte et plus particulièrement de Korba à Menzel Termime; elle se prolonge au N par le monoclinal de Kélibia. Cette ride paraît recouvrir un ac cident ancien car :

a) le sondage de Korba (KO_1 : 598,25 x 385,50) a rencon tré le Burdigalien entre 1100 m et 1200 m puis l'Oligocène jusque vers 1800 m. Plus bas, il n'existe aucune trace d'Eocène, mais on tombe sur une succession d'écailles de Sénonien.

b) Le sondage de Kélibia (KA_2), sous 1100 m d'Oligocène n'a trouvé que du Paléocène, puis un peu de Maestrichtien reposan sur plus de 2000 m de dolomie massive d'âge inconnu. On ne connaî pas de formation dolomitique au centre de l'anticlinal de l'Abd e Rhamane; le Crétacé inférieur s'y trouve sous son faciès classiqu du "sillon tunisien".

Des études en cours du Service Pédologique de Tunisie tenden à prouver que la croûte villafranchienne est localement faillée s vant des directions parallèles à la structure de Korba. Enfin, la région de Nabeul qui se situe au point de croisement de cette dir tion et d'un faisceau de cassures liées à la bordure N du fossé d Grombalia, est le siège de secousses sismiques fréquentes.

- Au S, un système de failles transverses complique la termi naison : celle de Sidi Amara exhausse un lambeau de grès burdiga- liens (Il existe souvent, au voisinage d'un fossé, de tels lambea soulevés entre deux failles, comme si, dans l'échelonnement des c sures parallèles, certains panneaux se trouvaient soulevés en com pensation, pourrait-on dire, de l'affaissement axial du fossé).

La tectonique qui affecte tout le Pliocène a provoqué des soulèvements anormaux de certains lambeaux de plages ou de lagunes quaternaires anciennes. Aussi, dans la région de Nabeul, il n'est plus possible de tenir compte des cotes relatives des niveaux quaternaires : c'est ainsi qu'on trouve des plages à Cardium jusqu'à plus de 120 m (H.SCHOELLER). Nous avons nous-même observé un placage marin à plus de 65 m sur la piste de Nabeul à Somaa qui rappelle beaucoup la plage de 41 m de la route d'Oum Douil, au S de l'Oued Lebna. Les 24 m de dénivellation chiffrent la composante supplémentaire de la tectonique propre du pédoncule du Cap Bon depuis cette plage dont nous avons fait du Sicilien probable.

B. LE COMPLEXE DU DJEBEL MAKKI.

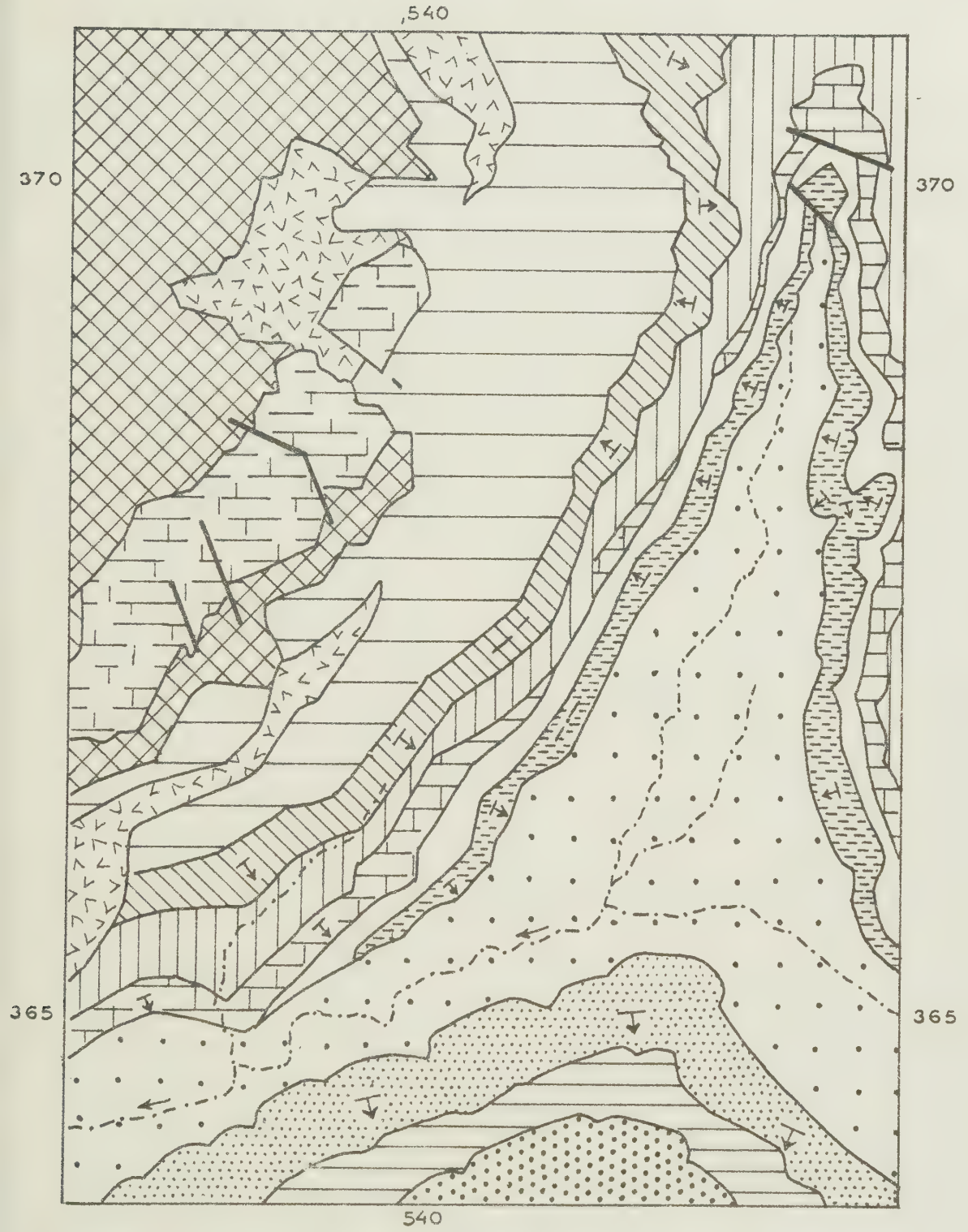
C'est tout un ensemble de collines qui occupent l'essentiel de la feuille GROMBALIA au 1/50.000ème. Il est limité au NE par une faille chevauchante, prolongement de la grande faille de Zaghouan et qui est jalonnée par les pointements jurassiques du Djebel Mecella, par le diapir du Djebel Djabbès et par les affleurements triasiques qui séparent le Djebel Ressas du synclinal pincé de l'Oued Rorfa. De tous les autres côtés, le complexe est bordé de bassins quaternaires : fossé de Grombalia au NE, plaine de Bou Ficha au SE, bassin de l'Oued Rmel au SW.

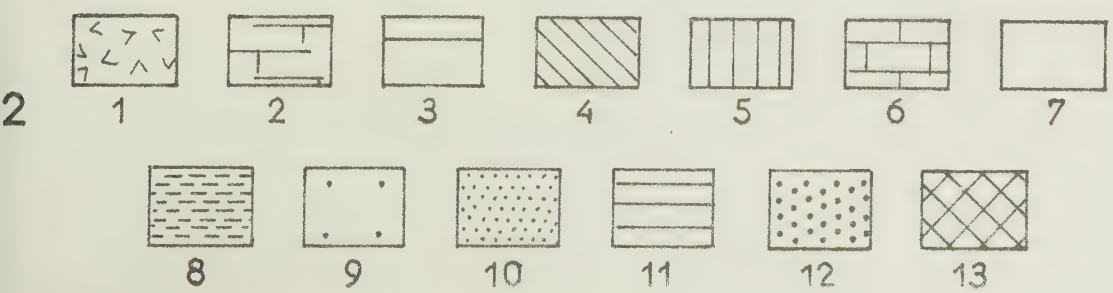
Au centre de la structure affleure une série qui va des argiles de l'ALEG au calcaire de METLAOUI. Il existe 5 écailles E-W, à pendage 20 à 30° S, séparées par des failles parallèles importantes de direction W 20° N - E 20° S : leur rejet moyen dépasse 300 m. Ces écailles correspondent du N au S au Djebel Kalbi (442 m), au Djebel Sraï (590 m), au Djebel Makki (641 m), au Djebel es Sola (636 m) et au Djebel Haddous (451 m). Cet ensemble possède une direction exceptionnelle pour la Tunisie septentrionale. Quant aux

Fig.2 Synclinal de l'Oued Rorfa.

1 - Trias,
2 - Jurassique,
3 - Crétacé inférieur,
4 - Crétacé moyen (Albien, Cénomanien, Turonien, Coniacien),
5 - Santonien (formation ALEG),
6 - Calcaires de l'ABIOD,
7 - Marnes intermédiaires de la formation EL HARIA,
8 - Calcaires de l'Eocène,
9 - Eocène supérieur (formation SOUAR),
10 - Oligocène marin,
11 - Oligocène marneux lagunaire,
12 - Oligocène fluvio-continental.

SYNCLINAL DE L'OUED RORFA





2

failles, elles se perdent dans la formation SOUAR et n'affectent pas les grès de FORTUNA.

Le synclinal de l'Oued er Rhorfa sépare ces écailles du Djebel Ressas. L'étude des crêtes éocènes montre qu'en partant du N, le flanc occidental est d'abord fortement renversé (jusqu'à 40° de pendage inverse); il se redresse ensuite vers le S, pour devenir vertical jusqu'au niveau du Djebel bou Nour où l'Eocène calcaire disparaît. Les argiles de la formation SOUAR viennent directement en contact avec les calcaires de l'ABIOD qui se terminent, sur le bord de la route de Ste Marie du Zit, au niveau de l'Henchir Bach Amba, au Sud d'une usine de plâtre. Les calcaires y ont été exploités en carrière; ils sont notés en Barrémien sur la carte au 1/200.000ème. La série qui sépare le Ressas des affleurements du crêt éocène est renversée sur toute la longueur du flanc occidental du synclinal. Cette série est complète jusqu'à l'ABIOD mais ce dernier s'amincit souvent jusqu'à disparaître, ce qui lui donne parfois un aspect lenticulaire. Aucune discordance n'est décelable entre cet ABIOD et le Paléocène qui lui fait suite. Il est d'ailleurs curieux que ce soit l'ABIOD calcaire qui s'amincisse et non le Paléocène argileux, à tel point qu'il est permis de se demander s'il n'existerait pas une ébauche de plissement ante-Paléocène, dans cette région. [fig.2]

L'étude précise des affleurements qui s'étalent sur l'autre flanc, beaucoup plus calme, de la Dorsale, à l'W de la faille principale du Ressas, donnerait certainement d'utiles renseignements. Quelques excursions sur le bord oriental du synclinal de Khlédia nous ont permis d'observer en plusieurs points l'absence de l'Eocène et l'absence de l'ABIOD : les argiles de SOUAR sont en contact direct avec les argiles noires paléocènes, qui reposent elles-mêmes sur des formations pouvant descendre jusqu'au Santonien inférieur. Or ce flanc est assez calme et il est peu probable que les couches qui manquent aient été amincies.

La faille du Djebel Mecella montre des phénomènes analogues. Le flanc SE est très effilé et se présente comme un emboîtement de lentilles à pendage souvent inverse, appartenant à toute la série crétacée. La formation SOUAR est discordante sur ces lentilles; elle peut être aussi renversée. Des lambeaux d'Oligocène à peu près verticaux font suite à ces argiles jaunes de l'Eocène supérieur. La formation continentale miopliocène du synclinal de Ste-Marie-du-Zit est fortement discordante sur cet ensemble. Là encore l'accident, qui est la prolongation de la faille du Zaghouan joue depuis l'Eocène : elle a servi de limite à la mer burdigalienne dont on retrouve la trace à quelques centaines de mètres à l'E de la route de Ste-Marie-du-Zit.

A Hammam Djedidi on remarque une structure W 30° S - E 30° N qui se raccorde peut-être à la structure de Korba. Des lambeaux de Jurassique ont jiclé, poussés par le Trias : les argiles SOUAR sont, sur le flanc N, en contact direct avec des quartzites néocomiens. La série est plus complète au S. L'axe de l'accident se prolonge par une flexure, où toutes les couches des formations oligocènes et miocènes sont fortement amincies dans le flanc SE de l'anticlinal des Ouled Hadjer. Là encore on a la trace d'un accident antérieur à l'Eocène supérieur et qui a rejoué en flexure au moment des phases postérieures.

C. LES DOMES D'ENFIDAVILLE

Le Panorama NW du domaine d'Enfidaville est composé de six dômes crétacés, disposés, semble-t-il, d'une façon parfaitement arbitraire. Seul le plus proche de Zaghouan, le dôme d'Hammam-Zriba pourrait être rattaché à la structure oblique de Hammam Djedidi, évoquée dans le paragraphe précédent.

Le dôme de Hammam-Zriba est une calotte sphérique presque régulière, si l'on se place au niveau des calcaires de l'Eocène inférie

Le coeur est beaucoup plus complexe et un pointement jurassique mal daté en fait l'originalité. En plein Sénonien supérieur se situe un bloc de calcaires bleus subrécifaux rappelant beaucoup le Tithonique du Djebel Zaghouan ou du Djebel Ressas : il est faillé sur tous ses bords et n'est donc plus en relation directe avec sa couche mère. Il se présente en contact direct avec le calcaire blanc campanien : on croirait que, libéré de sa couche originelle, il a monté dans la série crétacée pour se bloquer au contact du premier banc résistant disloqué. En position dysharmonique éjective, il s'est arrêté contre le premier banc compétent à plissement concentrique. Le mouvement ascendant de ce noyau jurassique paraît s'être prolongé assez longtemps et jusqu'à une époque récente, car il est difficile d'expliquer autrement que par épigénie le fait que l'Oued el Hammam ait justement choisi de traverser ce bloc compact et de l'entailler en gorges étroites sur plus de 80 m. Le contact entre Jurassique et Campanien consiste en un remarquable gisement minéralisé,en forme de capuchon enveloppant le noyau jurassique : la couche minéralisée mesure de 1 à 6 m d'épaisseur. Il existe là une réserve de plus de un million de tonnes de fluorine blanche ou fumée, associée à de la barytocélestite et à des traces de sulfures.

Au NW d'Enfidaville se situent quatre dômes crétacés : Djebel Djeradou, Djebel Mdeker et Djebel Garci. La série visible du Crétacé est plus ou moins complète, mais dans tous les cas ces affleurements mésozoïques sont fortement faillés, à tel point que les coeurs de ces dômes apparaissent souvent comme une juxtaposition incohérente d'esquilles. Le dôme le plus ouvert est celui du Djebel Mdeker où affleure un lambeau de Jurassique au milieu d'une série néocomienne épaisse (G.CASTANY, 1951, p.127). Le Crétacé inférieur est sous son faciès "sillon tunisien". Cette ressemblance avec des pays situés de l'autre côté de la "Dorsale" se retrouve encore à plusieurs niveaux : c'est ainsi que les argiles intermédiaires de la formation

EL HARIA possèdent ici un niveau danien à Globigerina pseudobulloides. Ceci étend vers l'Est la province danienne que les micropaléontologistes avaient limitée sensiblement à la faille du Zaghouan.

Dans les trois autres dômes la série débute avec le Vraconien. Quant à l'aspect profondément brisé du centre des dômes, il disparaît dès qu'on pénètre dans l'auréole des marnes priaboniennes de la formation SOUAR. Cette dysharmonie peut avoir deux causes :

- Le Priabonien est sans doute légèrement transgressif et discordant sur l'Eocène inférieur calcaire, comme il l'est déjà plus au N et comme il l'est systématiquement plus au S. Ces marnes jaunes ont une épaisseur qui atteint 500 m.

- La série oligo-miocène est ici particulièrement épaisse. Le Miocène à lui seul dépasse 600 m. Il atteignait probablement 1000 m avant les plissements locaux dont le paroxysme appartient ici aux seules phases atlasiques post-vindoboniennes : le Burdigalien, bien représenté par des calcaires gréseux coquilliers, est concordant sur la formation oligocène, bien qu'un épisode continental rubéfié (Aquitanien ?) et discontinu, lui serve de semelle. L'Oligocène mesure environ 300 à 400 m. L'importance de l'ensemble Priabonien-Miocène, environ 2000 m, conduit à penser que dans la phase de plissement, les niveaux susceptibles de se plisser concentriquement devaient se situer assez haut, au voisinage par exemple du calcaire de l'Eocène inférieur : autrement dit, toute la série crétacée appartient nécessairement à la zone de dysharmonie. Les 500 m d'argiles de la formation SOUAR ont encaissé plastiquement les irrégularités de la déformation, mais toutes les formations situées au-dessous sont brisées, ce qui suffit à expliquer tous les contacts anormaux visibles, sans qu'on soit contraint d'envisager une phase lutétienne importante. Néanmoins la position anarchique des dômes permet de supposer l'existence locale de bombements antérieurs qui ont induit les structures éjectives actuelles. Ce peut être des noyaux jurassi

ques (Djebel Mdeker) ou des noyaux aptiens (Djebel Fadeloun), poussés vers le haut dans une phase ancienne tectonique ou diapire.

Le Djebel Fadeloun, au SW d'Enfidaville, mérite une attention particulière, car c'est de l'Aptien massif du type SERDJ qui affleure en son centre, ce qui permet de fixer avec une certaine précision la limite des deux faciès de l'Aptien, puisqu'à moins de 6 Km au N, le Djebel Garci possède un Aptien marneux du type SIDI KRALIF. C'est au Djebel Fadeloun qu'a été découvert le gisement type des ophites spilitiques (J.F. DE RAAF et P.ALTHUIS, 1952) : ces venues éruptives se présentent comme des lentilles concordantes dans une série comprise entre le Cénomanien et le Coniacien. Elles ont été trouvées également (M.KLEIBER) dans le flanc occidental du Djebel Abid, à 10 Km au N d'Enfidaville.

D. LES BASSINS TERTIAIRES ET L'ACCIDENT DE SBIKHA

Le bassin de Saouaf-Djebibina occupe un long sillon intracratonique qui paraît compenser la formation de la ride du Zaghouan-Serdj. Ce sillon fonctionne depuis le Crétacé supérieur, car c'est à l'Albien que la ride s'individualise. A l'époque des calcaires de l'ABIOD, l'ombilic de subsidence se situe beaucoup plus au S, au Djebel el Halfa, où l'on connait plus de 600 m de calcaires blancs. La subsidence maximale se poursuit, sensiblement dans la même zone pendant le Paléocène et l'Eocène inférieur (plus de 300 m de calcaires lutétiens au Djebel Ousselat). Au Priabonien, l'ombilic migre vers le NE et se fixe dans le bassin de Saouaf : on y trouve 1100 m d'argiles jaunes. C'est le gisement type de la formation SOUAR. Ces argiles sont franchement marines à la base, avec une microfaune abondante; elles sont épinéritiques dans leur partie moyenne puis elles évoluent vers le haut jusqu'à des faciès peu profonds avec des influences continentales sensibles (P.F.BUROLLET,

Fig.3

1 - Jurassique supérieur,
2 - Lias,
3 - Crétacé inférieur,
4 - Crétacé moyen,
5 - Crétacé supérieur (ABIOD),
6 - Eocène inférieur calcaire,
7 - Eocène supérieur marneux,
8 - Oligocène,
9 - Miocène,
10 - Quaternaire.

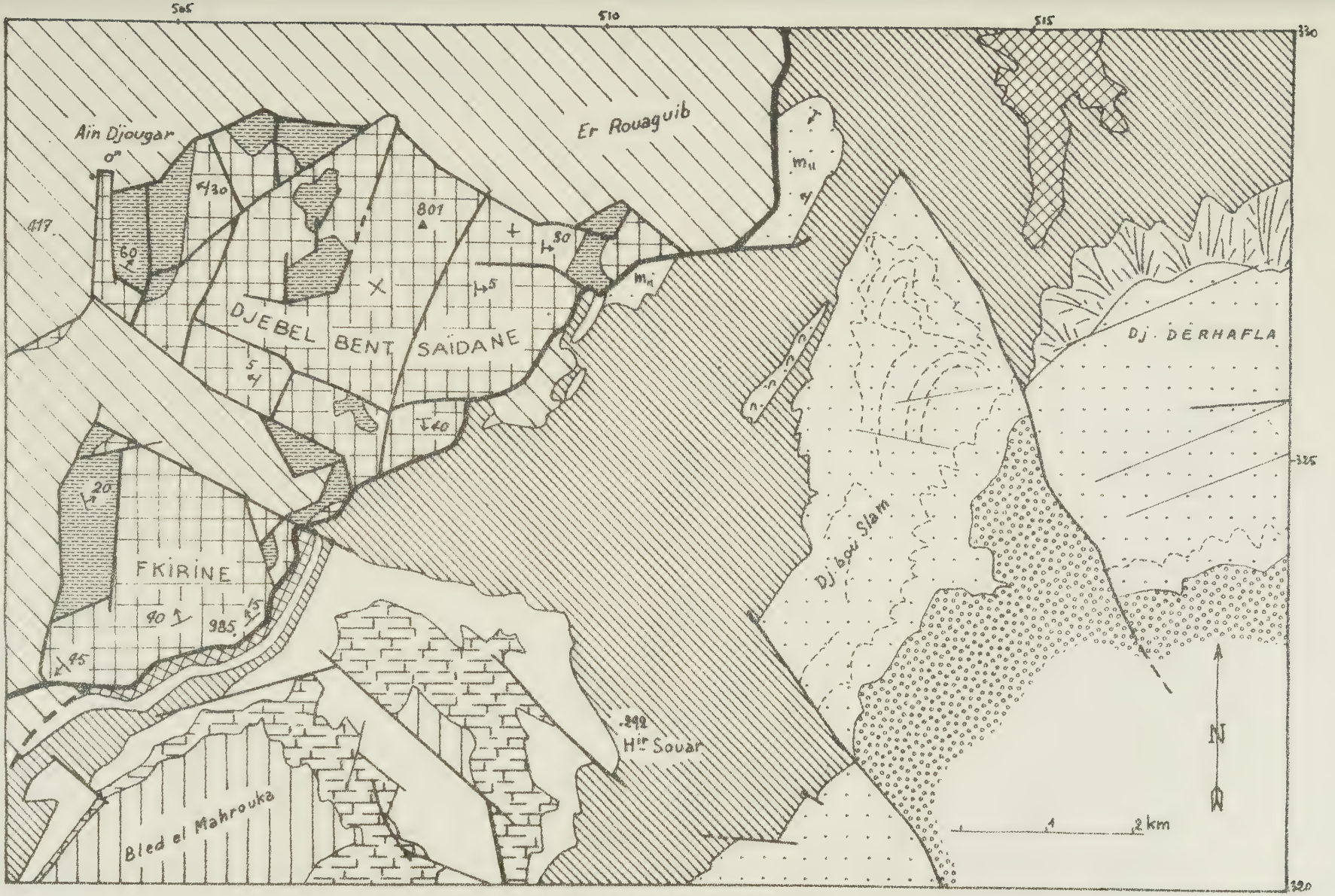


Fig.3

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

1956, p.268). Le fossé subsiste à l'Oligocène dans toute la bande SW-NE qui joint Haffouz (Pichon) au Cap Bon. Il y a 800 m de grès dans la zone de Saouaf. Au-dessus reposent 1800 m de Miocène, ce qui fait 3700 m de sédiments post-lutétiens.

La bordure occidentale du bassin de Saouaf a subi, au niveau des grès de FORTUNA, des déchirures profondes qui se manifestent par de grandes failles spectaculaires. Ces failles décalent les affleurements d'Oligocène de plusieurs kilomètres. Il faut préciser qu'il n'y a pas décrochement de l'Oligocène, mais seulement déchirure. Le rebroussement des couches oligocènes sous la poussée des argiles de la formation SOUAR qui "bourrent", rejette l'Oligocène vers l'arrière; c'est l'érosion qui supprime cette zone rebroussée en faisant croire à un cisaillement horizontal. Les affleurements visibles du bord oriental du bassin ne présentent pas de telles déchirures. Cet aspect résulte de l'inertie considérable qu'opposent des sables massifs aux plissements. Au droit des djebels jurassiques Fkirine et Bent Saïdane, dont l'éjection et le chevauchement vers l'E ont absorbé l'essentiel du rétrécissement NW-SE de la série, il n'y a eu qu'un léger bourrage des argiles de la formation SOUAR. Plus au S, l'éjection du jurassique n'affecte que des panneaux plus petits (Djebel Zaress), mais par compensation, en admettant que le rétrécissement global soit du même ordre, c'est de l'autre côté de la faille du Zaghouan que l'essentiel du plissement se concrétisa par la formation de l'anticlinal d'Edjehaf. Les argiles plus fortement soulevées donc rejetées plus au SE, le bourrage dans la charnière orientale coffrée fut plus fort et plus constant. Ceci explique la déchirure de la route Pont du Fahs-Kairouan entre la Hamadet es Strassif et le Djebel bou Slam (feuille Djebel FKIRINE) le décalage de l'Oligocène y est de l'ordre de 3 Km.

Au Djebel Edjehaf, le Crétacé supérieur varie beaucoup d'un flanc à l'autre. Sur le flanc SE, l'ABIOD est normal avec ses deux bancs campanien et maestrichtien; il s'amincit légèrement dans la

Fig.4

1 - Santonien (ALEG),
2 - Campanien,
3 - Maestrichtien,
4 - Argiles intermédiaires,
5 - Calcaire éocène (METLAOUI),
6 - Eocène supérieur (SOUAR),
7 - Oligocène (FORTUNA),
8 - Quaternaire,
9 - Isobathes probables du sommet du Maestrichtien calcaire.

DJEBEL CHAKER
DJEBEL DEKRILA
DJEBEL ROUISSATE
1000
1900
800
600
500
200
2000
2500
4500
4000
1500
290
285
280
490
495
500
505
510
1
2
3
4
5
6
7
8
500
9

Fig.4

partie moyenne de l'anticlinal. Sur le flanc NW et en partant du N l'ABIOD s'amincit en devenant plus détritique, puis il disparait sous l'Eocène : les argiles d'EL HARIA reposent alors directement sur le Santonien. C'est la trace locale des bombements ante-éocènes qui caractérisent la "Dorsale" sur toute sa longueur.

L'anticlinal du Djebel Edjehaf marque le dédoublement du fossé tertiaire en deux synclinaux, le synclinal de Saouaf-Bou Mourra à l'E, le synclinal d'Ousseltia à l'W. Ces deux synclinaux sont séparés par la chaîne Ousselat-El Halfa - Bou Dabouss - Bou Hadjer (G.CASTANY, 1951, p.461 et suiv.).

La terminaison sud du synclinal de Mourra se situe sur la feuille AIN DJELOULA : elle est figurée par un périsynclinal oligocène très régulier, bien dessiné par les bancs de grès qui dépassent à peine d'un glacis qui a colmaté toute la région. L'étude morphologique locale prouve qu'à l'époque du glacis IV (épandage de blocs = Salétien), il n'y avait plus trace de formations anciennes : c'est l'érosion postérieure qui a dégagé de cette pédiplaine les monadnocks qui donnent à ce paysage un type appalachien. La surface ancienne correspond à des lambeaux de terrasses qui couronnent les bancs les plus durs; les surfaces les plus récentes sont liées directement à la lithologie : c'est ainsi qu'un niveau particulier de l'érosion se localise aux gouttières marneuses qui séparent les bancs de grès oligocènes. [fig.4]

Dans l'axe de ce synclinal jaillit brusquement le petit anticlinal du Djebel Chakeur dont la maigreur étonne au voisinage des vastes structures du Djebel Halfa et du Djebel Rouissate qui l'entourent. Il représente certainement un plissement analogue à celui des anticlinaux satellites que nous avons signalés sur les flancs SW des guirlandes de Gafsa, c'est-à-dire qu'il constitue une dysharmonie synclinale avec apparition d'une surface de décollement supplémentaire ou d'un bourrage important. Ces deux phénomènes peuvent se produire dans les argiles d'EL HARIA ou se répartir entre

celles-ci et les marnes de l'ALEG. Les géologues pétroliers ont étudié avec précision cet anticlinal : ils risquaient une forte déconvenue dans l'hypothèse où ils auraient eu l'audace de place une sonde sur cette structure qui a toute chance de correspondre à partir d'une certaine profondeur, à un synclinal! On retrouve l'Oligocène dans la région de Sbikha sous forme de nombreux banc à peine dégagés d'une nappe d'alluvions quaternaires. Vers l'E, les affleurements deviennent rectilignes et leur pente de plus e plus forte, jusqu'à 75°. L'épaisseur considérable de la série pe met de prévoir à elle seule une cassure importante passant par Sbikha et de direction N 15°E - S 15°W; direction très voisine d celle de "l'axe NS". La géophysique a confirmé cette structure : elle met en évidence une flexure brutale qui, en moins d'un kilo mètre, fait passer le "top" de l'ABIOD de 1500 m à 4000 m. On a ainsi, caché sous la plaine,un accident dont l'importance, quant au socle, est peut-être aussi grande que celle de la faille de Zaghouan.

Plus à l'E, le Quaternaire occupe tout et on ne voit pas ré paraître d'Oligocène avant le Draa Souatir, où il constitue un n clinal qui plonge aussi vers le SE, sous la fosse Enfidaville - kha Kelbia.

On a ainsi entre l'élément de plateforme de Sousse et la "Dorsale" un sillon qui a fonctionné depuis le Sénonien. Il étai séparé du "sillon tunisien" par une ride qui s'esquissait déjà à l'Albien. Les plissements du sillon Cap Bon - Saouaf datent des phases post-vindoboniennes. L'épaisseur de la série implique la formation de vastes dômes et de structures grandioses.

Rappelons enfin que vers le S, on se rapproche de l'île de Kasserine : ce voisinage d'un môle instable crée des aspects ori ginaux dont l'un des plus caractéristiques est la disparition pr gressive de l'Eocène inférieur. La formation SOUAR est alors car

térisée par des argiles intercalées de lumachelles puissantes : elle est fortement transgressive sur des couches plus anciennes. La phase tectonique de la fin du Lutétien devient donc de plus en plus active vers le S. Au N de l'Oued el Hattob, cette formation SOUAR est discordante sur des termes variés d'un anticlinal plus ancien, de l'ABIOD au Bled Habbabsa jusqu'à l'Aptien récifal au Djebel Rbeiba (feuille de SBIBA au 1/50.000ème).

C H A P I T R E IV.

L A "D O R S A L E" T U N I S I E N N E.

(d'Hammam Lif à Maktar)

A - LES MASSIFS JURASSIQUES.

1. Généralités.

L'atlas tunisien est jalonné, dans toute sa portion septentrionale, par une série de massifs jurassiques spectaculaires qui ont été étudiés en détail par G.CASTANY, 1951 (thèse) et 1955. Ces massifs ponctuent le rebord d'un accident important, la faille du Zaghouan(1). Ce sont, du N au S, le Bou Kornine d'Hammam Lif, le Ressas, le Zaghouan, le Kohol, le Bent Saïdane, le Fkirine et le Zaress. Ils sont tous constitués de masses calcaires qui paraissent avoir percé, un peu comme des écailles, leur couverture plastique, sous l'action d'efforts tectoniques tangentiels(2).

---

1 - C'est G.ROLLAND qui, le premier, a signalé cet aspect en ces termes:" la Tunisie orientale est traversée du nord-est au sud-ouest, à partir du fond du golfe de Tunis, par une ligne maîtresse de dislocation, dont la grande faille de Zaghouan marque le trait le plus saillant, et qui est jalonnée par une série de massifs jurassiques, véritables "horst", dont la montagne du Zaghouan est le principal". (1889)

2 - "Les terrains jurassiques.., jouent un rôle important dans l'orographie de la partie centrale (de la Tunisie); ils forment une série d'ilôts, en chapelet, dont la direction générale est à peu près NE -SW; ils émergent au milieu des terrains plus récents par suite de failles en "boutonnière".. se montrant ainsi circonscrits, isolés" (LE MESLE, 1890).

Fig.5

1 - Jurassique supérieur,
2 - Lias,
3 - Néocomien,
4 - Albien, Cénomanien, Turonien,
5 - Coniacien et Santonien (ALEG),
6 - Crétacé supérieur,
7 - Eocène calcaire,
8 - Eocène supérieur,
9 - Oligocène.

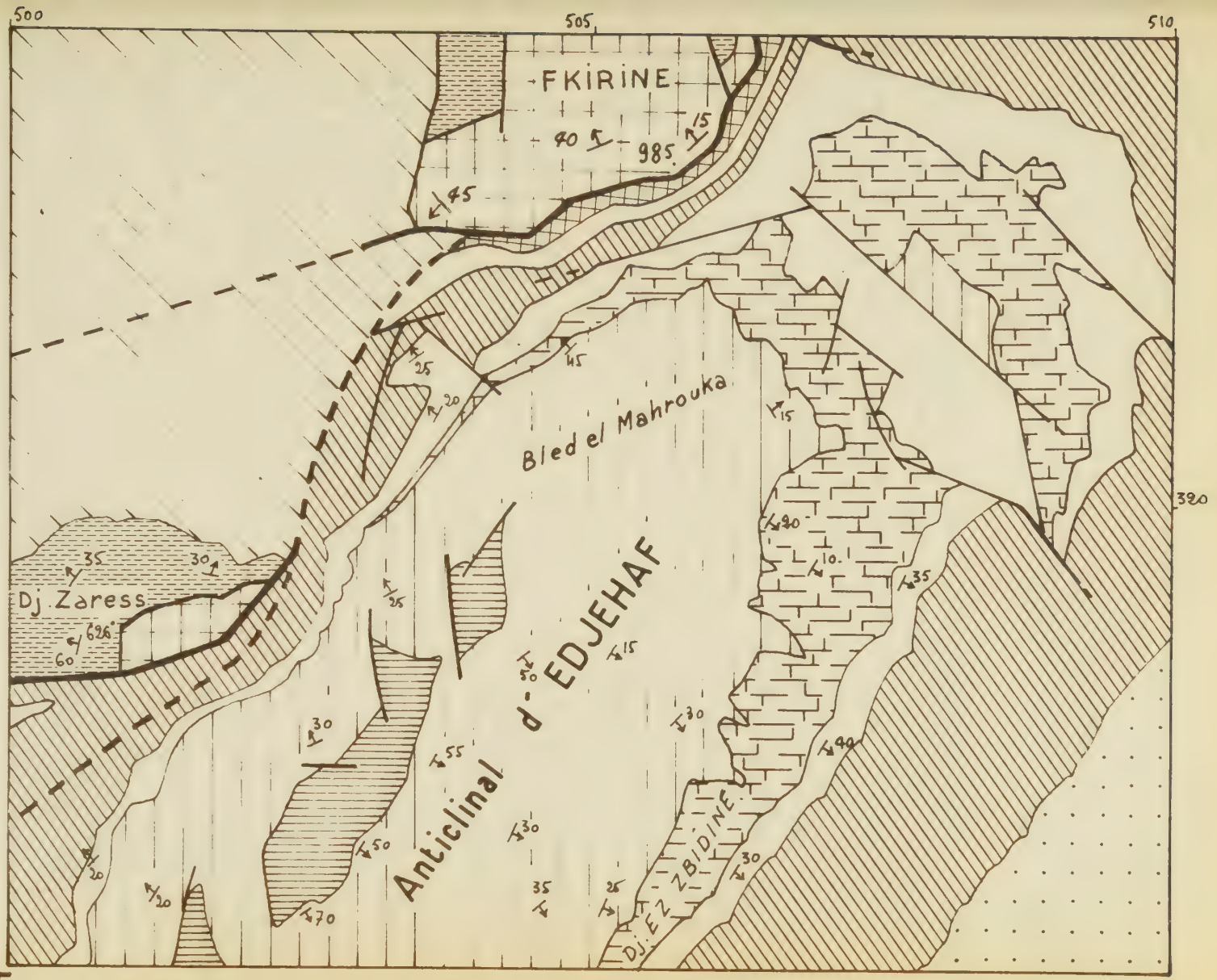


Fig.5

1 2 3 4 5 6 7 8 9

Je ne reviendrai pas sur la description de ces pointements jurassiques qui a été minutieusement effectuée par G.CASTANY. Seule la région de Djebel Zaress et du Djebel Fkirine, où j'ai eu plusieurs fois l'occasion de faire des observations, permettra de dégager quelques données nouvelles.

Il convient de rappeler d'abord que les faciès du Jurassique sont très variables quand on suit la dorsale, ce qui a de multiples incidences sur le comportement tectonique de ces ensembles. C'est ainsi que les djebels Zaghouan et Ressas doivent leur prestance particulière à un faciès récifal du Portlandien. Au Bou Kornine, l'environnement est encore moins profond : dès le Lias supérieur on rencontre de véritables conglomérats, puis des fausses brèches et des calcaires noduleux qui prouvent l'existence de pentes accusées. Le Callovo-divésien débute par des grès et le Tithonique est très réduit (50 m).

Toute la zone des massifs jurassiques appartient donc depuis longtemps à une région instable du socle tunisien : des hauts fonds existent dans le sillon tunisien dès le Lias supérieur.

2. Djebel Fkirine, Djebel Zaress et anticlinal d'Edjehaf

Le Djebel Zaress constitue le plus méridional des témoins jurassiques avant leur relai par les massifs aptiens. Il ne mesure guère que 3 km^2 et constitue une simple écaille chevauchante. Le coeur liasique est bien limité par des failles, mais le Néocomien recouvre le Tithonique en succession normale.

Le Djebel Fkirine (G.CASTANY, 1951, p.398) est surtout fait de Lias. Le Jurassique supérieur n'occupe qu'une petite bande de 1 km^2, limitée par deux failles N-S et située à l'W au contact du Néocomien supérieur. On en retrouve un petit lambeau effondré à l'Aïn Sidi Ameur.

Le contact anormal SE est franchement chevauchant sur un synclinal éocène couché (fig. 5); au NE, le Fkirine est limité par un "graben" étroit, occupé par l'Oued Besserhaïer, qui marque la terminaison orientale de la faille bordière de la plaine de Pont du Fahs.

Quant à l'anticlinal d'Edjehaf, il apparaît en gros comme régulier, mais le détail accuse une dissymétrie importante : son axe est décalé vers l'W, où il culmine au Djebel Edjehaf, le long d'une ligne SW-NE passant par les cotes 517 - 552 - 454 - 502. Le Vraconien affleure, mais l'essentiel des collines est constitué par l'ensemble Cénomanien - Turonien - Coniacien - Santonien inférieur, sous leur faciès compréhensif du Nord (FAHDENE). Du N au S les couches calcaires de l'ABIOD, très minces au N de l'Aïn Zaress, disparaissent complètement pendant plusieurs kilomètres et les calcaires éocènes reposent directement sur le Santonien marneux.

Il serait permis de penser à un contact tectonique : l'Eocène aurait été légèrement décalé vers le SE par le chevauchement du Zaress à une époque récente où déjà la combe anticlinale existait. Or, sur l'autre flanc du Djebel Edjehaf , au niveau du Djebel Ediou l'ABIOD s'amincit également et disparaît presque totalement sur quelques centaines de mètres. Il y a donc là encore transgression de l'Eocène sur une surface érodée ou sans sédimentation, ce qui souligne la présence locale de plissements maestrichtiens.

B - LES GRANDS ANTICLINAUX CRETACES

1. Généralités.

Après le Djebel Zaress, le long de l'accident majeur, on ne trouve plus de Jurassique, mais de nouveaux terrains prennent le relai des calcaires liasiques ou portlandiens et jalonnent l'Atlas

---

Fig. 6 Schéma structural du Djebel Bargou

Lignes de niveau du sommet de l'entité calcaire de l'Aptien (SERDJ).

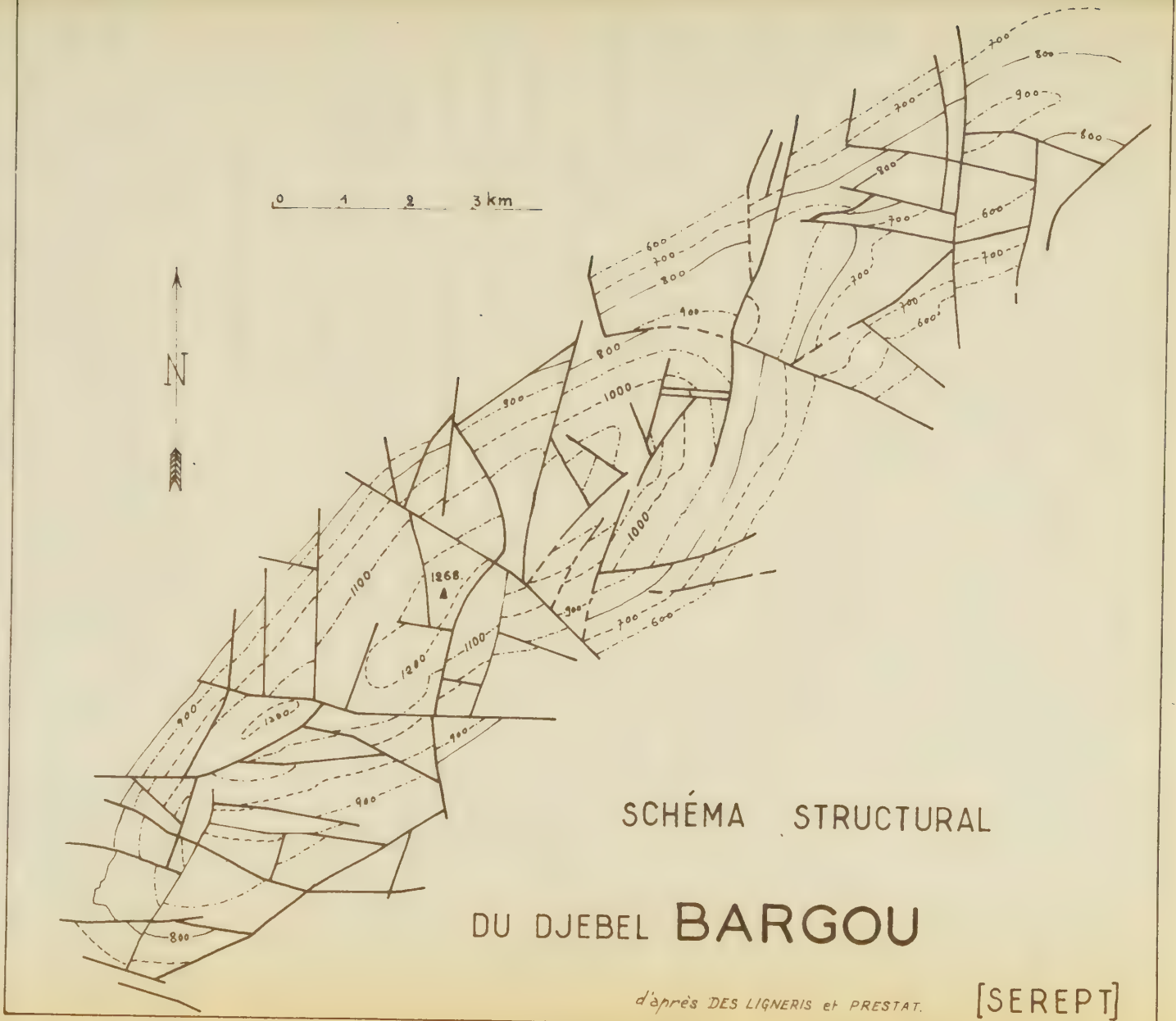

0 1 2 3 km
N
1268
SCHÉMA STRUCTURAL
DU DJEBEL BARGOU
d'après DES LIGNERIS et PRESTAT.
[SEREPT]

Fig 6

tunisien de reliefs moins sauvages peut-être, mais aussi majestueux. Dans le Tunisois, aucune couche sédimentaire de la série crétacée ne rappelait par l'épaisseur et la dureté les bancs épais du Jurassique, mais avec le Bargou apparaît un faciès nouveau du Crétacé moyen qui occupe toute une bande E-W de la Tunisie, jusqu'aux monts du Mellègue, sur plus de 70 Km de large. C'est le faciès récifal ou pseudo-récifal de l'Aptien. Des calcaires et des dolomies massives remplacent, avec des puissances de plusieurs centaines de mètres, les formations argilo-marneuses du Nord. Il est évident que l'apparition de ces formations résistantes est apte à modifier considérablement le comportement tectonique local : leur résistance aux plissements et à l'érosion en fait les supports immédiats de la morphotectonique. Malgré leur épaisseur, ces couches se sont plissées assez régulièrement. A vrai dire, la puissance de la série superposée est beaucoup plus faible que dans la région tunisoise, où nous avons noté l'importance de la séquence plastique recouvrant le Jurassique sur près de 5.000 m. Autrement dit, dans le schéma normal du plissement de couverture, l'Aptien récifal a toutes chances, malgré son épaisseur et sa raideur, de se situer dans la partie moyenne du pli, celle qui normalement évolue concentriquement. Le schéma structural du Bargou occidental montre bien cette simplicité tectonique d'ensemble (fig. 6).

2. Le Djebel Bargou

Le Djebel Bargou est limité très nettement à l'W par le synclinal du Kébir et au S par la plaine effondrée du Ras el Ma. A l'E, c'est le synclinal d'Ousseltia qui dessine ses limites, mais des complications naissent de l'existence d'un repli important qui appartient en quelque sorte déjà à la structure du Serdj, tout au moins dès la rive droite de l'Oued Dridja (Kef Emmbarek).

La partie occidentale du Bargou dessine une belle voûte anti-

clinale dans les calcaires aptiens. Un système de joints de cisaillement a évolué en failles limitées aux calcaires, car c'est le long de ces joints que les actions postérieures se localisent, qu'il s'agisse de rejeux tectoniques, de bourrage des marnes inférieures ou d'érosion. La carapace est donc débitée en une mosaïque de panneaux triangulaires, décalés les uns par rapport aux autres.

La partie située au N de l'Oued Dridja a évolué en pli coffré simple avec deux failles longitudinales nées le long de joints de tension. Au niveau du Cénomanien il n'y a plus qu'une auréole enveloppant la terminaison relativement faillée de l'Aptien. Cette terminaison forme le périclinal du Djebel Bou Khil : rappelons qu'à ce niveau le calcaire pseudo-récifal aptien s'amincit, car nous sommes dans une zone de passage de faciès vers le type marneux tunisois. Par contre, le Turonien est encore typique du faciès BAHLOUL.

Cette terminaison est faillée vers le SE et des dépôts rubéfiés remplissent l'intervalle qui la sépare du Cénomanien du Djebel Chirich.

Un seuil axial de l'anticlinal correspond aux deux promontoires campaniens du Ragoubet el Biad et du Kef el Rherab : la base de l'ABIOD y descend à la cote 500 pour remonter ensuite très légèrement vers le N.

Le flanc occidental, sur le synclinal du Kébir, présente une évolution régulière du N au S, en liaison avec un changement notable des épaisseurs : chez les Ouled Yahia, la série crétacée est épaisse et quatre crêtes se dessinent nettement, dont l'ossature est cénomanienne, campanienne, maestrichtienne et éocène. Elles forment autant d'auréoles enveloppant le djebel. Mais avant Robaa les épaisseurs diminuent brutalement surtout dans la partie supérieure de la série : ainsi l'Eocène se réduit à quelques mètres d'un calcaire glauconieux détritique. Les auréoles, nées de la dis

section du flanc en crêts et combes monoclinales, s'estompent et bientôt l'Aptien récifal est seul à dominer de sa masse le pays de Robaa. Sur 4 Km, le flanc se complique beaucoup, ce que PERVINQUIERE avait bien noté, en attribuant pourtant une trop grande importance aux cassures. La série ABIOD - EL HARIA - METLAOUI présente des replis qui triplent localement les affleurements. En fait, il existe presque toujours des charnières périclinales et l'on trouve là un excellent exemple de "collapse structure" : la série précédente s'est décollée au niveau des marnes santoniennes et s'est repliée sur elle-même en accordéon, à la faveur du coffrage du flanc occidental du Bargou.

Mais certains aspects de ces replis font penser à l'existence d'une contrainte temporaire de direction SW - NE et il n'est pas invraisemblable de supposer un décalage du noyau du Bargou vers le Nord, par rapport à la structure du Serdj : les replis marqueraient d'indépendance relative de la couverture par rapport au noyau aptien. Cette hypothèse faciliterait l'explication de la plaine d'effondrement d'El Ma.

3. Le Djebel Belouta (la montagne des chênes verts).

Ce massif aptien, dolomitique et subrécifal, culmine à 1200 m. C'est un demi-dôme dont la moitié occidentale n'a sans doute jamais vu le jour, car l'accident qui le limite au NW, s'apparente à une faille inverse.

Le Djebel Belouta est un "coin" tectonique, car rien ne permet d'admettre qu'il s'agisse d'une véritable extrusion, c'est-à-dire qu'aucun fait ne peut prouver que le contact de ce massif soit interrompu avec sa couche mère. Bien au contraire, tous les sondages connus dans les environs retrouvent à une profondeur moyenne les couches dolomitiques aptiennes. Cette remarque s'oppose à la théorie lenticulaire des calcaires aptiens, mais G.DUBOURDIEU a montré

que, dans les monts du Mellègue, ces calcaires correspondaient à des lentilles récifales typiques d'une formation en forme d'atolls. Par contre, dans notre région, on peut remarquer que la série n'est que rarement caractéristique du milieu récifal et que, souvent, la plus grande partie est totalement dolomitisée.

D'ailleurs il est mécaniquement invraisemblable qu'une poussée tectonique tangentielle, jouant sur des lentilles séparées par un faciès marneux, ne donne des anticlinaux que là où existent les lentilles, c'est-à-dire dans les seules zones incompétentes. Il paraîtrait plus normal qu'une telle lithologie conduise à des chevauchements de lentilles les unes sur les autres ou à des anticlinaux éjectifs séparant les lentilles, plutôt qu'à des dômes réguliers comme celui du Bargou occidental ou à des failles localisées précisément dans les parties les plus épaisses de la série.

La généralité des faciès dolomitiques dans les sondages permet d'envisager cette zone comme présentant effectivement une structure discontinue, mais où des lentilles pseudo-récifales seraient unies les unes aux autres non par des faciès marneux, mais par des couches dolomitiques, ce qui donnerait à l'ensemble une rigidité telle que les plissements se seraient constitués là où la série était relativement plus plastique, c'est-à-dire dans les lentilles calcaro-marneuses.

La faille principale s'amortit rapidement mais elle est relayée par toute une série d'accidents secondaires allant de la faille à la flexure et qui se poursuivent jusqu'au fossé de Rohia, après avoir subi une légère courbure vers l'W.

4. La forêt de la Kessera

Elle occupe toute la zone anticlinale qui prolonge le Djebel Belouta vers le SW. L'accident du Belouta s'y dissocie en un faisceau de failles et de flexures et l'on voit réapparaître un flanc NW de

ésultat fut un plissotement du type "collapse structure", partiulièrement bien souligné par le banc de calcaire "intermédiaire" oté C^{7b}.

D'ailleurs on peut remarquer qu'il n'est pas nécessaire d'évouer l'érosion pour expliquer la suppression de la voûte des couhes plastiques car le style tectonique en "coin" du djebel Beloua implique géométriquement une déchirure des couches supérieures, ccentuée par les phénomènes de collapse structure. Aussi, dès le ébut de cette tectonique qui remonte au Miocène, il y avait obliatoirement absence locale des couches supérieures, en dehors même e toute action érosive (fig.7,8).

La couverture forestière intense de la région ne favorisait uère l'étude tectonique détaillée. Les itinéraires les plus simles sont constitués par des pistes muletières sensiblement rectiignes et normales aux affleurements : ce furent ces parcours qui ous fournirent les premières coupes apparemment simples quoique rès épaisses; puis les photographies aériennes attirèrent notre ttention sur des points curieux, ce qui nous amené à suivre sysématiquement un banc bien défini (comme on est en pleine forêt, l n'est en général pas possible de suivre un banc à l'oeil ou à a jumelle sur plus d'une centaine de mètres). Notre surprise fut rande d'aboutir rapidement à une magnifique terminaison périclile étroite qui nous a amené à étudier plus précisément cet ensemle isoclinal curieurement localisé entre un "coin" banal et une oûte anticlinale très calme.

Vers le SW, l'anticlinal est rapidement empâté par les formaions quaternaires souvent encroûtées qui cachent complètement les étails des accidents de faible amplitude. Ailleurs, dès qu'on dépassé le calcaire intermédiaire, on rencontre l'énorme épaiseur des marnes de l'ALEG qui ont amorti les plissements très loalisés que nous venons d'évoquer et qui passent rapidement à la

l'anticlinal de structure complexe en raison des cassures tectoni
ques multiples qui s'ajoutent aux discordances et aux lacunes de
la série Crétacé supérieur - Eocène. C'est ainsi qu'en partant d
la route Maktar - Kairouan vers le N, on remarque d'abord quel-
ques lentilles d'ABIOD pincées dans une faille, puis, au niveau
Sidi Abd Daouet, l'Eocène réapparaît sous forme d'une couche de
caires fortement silicifiés à Nummulites, reposant sur un "hard
ground" campanien à tubulures de Lamellibranches fouisseurs. Le
Campanien montre lui-même, un peu plus bas, une couche de calcai
détritique siliceux reposant sur des pseudo-brèches intraforma-
tionnelles.

Dès le Kef Marous, le Campanien fait défaut et l'Eocène rep
son aspect classique de calcaire marmoréen bourré de grandes Num
lites, avec des épaisseurs de 10 à 20 m; il repose alors directe
sur le Santonien, comme dans tout le NE de la feuille au 1/50000è
de MAKTAR.

L'axe de l'anticlinal est occupé par les marnes du Cénomanie
et par leur auréole remarquable de calcaires turoniens noirs et
plaquettes, à patine blanc éclatant, si caractéristiques de l'ho-
rizon BAHLOUL.

Le flanc SW de l'anticlinal pourrait paraître simple au pre-
mier regard, surtout avec le Djebel Kessera en fond de décor qui
évoque une structure calme et presque horizontale. Mais, en réali
ce flanc s'est trouvé dans des conditions tectoniques assez excep
tionnelles : toute la série comprenant l'ensemble du Cénomanien
au Santonien s'est trouvée prise dans la zone de flexure séparant
le "coin" du Belouta de la zone calme correspondant à la Kessera,
c'est-à-dire en position de coffrage en "fond de bateau". Aussi l
couches plastiques du Santonien ont-elles enregistré cette positi
en réagissant par écoulement sur les flancs du demi-dôme en forma
Comme la région de la Kessera jouait le rôle de môme immuable, le

S
278 454
KESSERA
BELLOUTA
Oued Ousafa
N
297 454
1 Km
Aptien

Fig 7

NO
430.298
Synclinal d'ELLES
Plateau de MAKTAR
OUSAFA
KESSERA
SE
458.282

structure horizontale de la Kessera.

En dehors de cette tectonique très particulière, cette région forestière montre aussi de nombreux affleurements quaternaires qui compliquent encore le travail en cachant les formations en place.

a) Glissements : les abords N et NW du Djebel Kessera présentent de nombreuses buttes énigmatiques dont le Kroum es Souda fournit le meilleur exemple; c'est une grande dalle de calcaire à Nummulites très brisée, accompagnée d'une petite écaille de Campanien, coincée sous la lèvre occidentale. Cet ensemble, dont le sommet est riche en cailloutis, repose sur les calcaires intermédiaires du Santonien moyen redressés à la verticale.

Deux hypothèses seulement permettent d'expliquer cet aspect :

- Campanien et calcaire à Nummulites sont en position normale sur une butte témoin, ce qui implique une discordance angulaire énorme, donc des plissements anté-éocène d'une ampleur considérable.

- On est en présence d'un fragment de la corniche de la Kessera qui a glissé sur les marnes du Santonien pour venir recouvrir les plissements de flanc du Belouta.

Ce dernier point de vue est celui que nous adopterons, car la structure fine de cette butte est très complexe et sa cote est inférieure de 150 m à celle de la Kessera. Le glissement a certainement été facilité par certaines conditions climatiques particulières à des époques plus froides. Les marnes santoniennes solifluées auraient permis des glissements importants sur plusieurs centaines de mètres de distance. D'ailleurs la cote de ces buttes, à 120 m au-dessus des ravins voisins, atteste leur ancienneté relative dans le Quaternaire.

b) Eboulis : structure en "coin" et présence de plateaux calcaires aux falaises brutales sont deux facteurs susceptibles de fournir en abondance des éléments détritiques. Leurs accumulations jalonnent les talus des "kalaat" calcaires et les zones de failles bordant les massifs aptiens.

Fig.9

1 - Cénomanien,
2 - Calcaire noir en plaquettes du Turonien inférieur (BAHLOUL),
3 - Turonien supérieur avec banc repère du BIRENO, Coniacien et Santonien inférieur,
4 - "Calcaire intermédiaire" du Santonien moyen,
5 - Formation ALEG,
6 - Formation ABIOD,
7 - Argiles intermédiaires d'EL HARIA,
8 - Calcaire éocène (formation METLAOUI),
9 - Eocène supérieur (formation SOUAR),
10 - Quaternaire.

Fig.3.

DJEBEL BAHLOUL

5. Anticlinal du Bahloul [fig.9]

Cette structure simple occupe le coin NE de la feuille au 1/50.000 ROHIA-Dj. BARBROU.

Le relief est totalement inversé et l'anticlinal correspond topographiquement à une vaste dépression de 70 km^2 au Sud de la Kessera, de l'autre côté de la route Maktar-Kairouan. L'étude des formations quaternaires permet de considérer qu'aux époques récentes, il n'y a eu qu'une reprise d'érosion à partir d'une surface ancienne, simple surcreusement du bassin de l'Oued Bahloul dans un glacis ancien. Le glacis lui-même occupe sensiblement la place de la surface anté-priabonienne, dégagée après les plissements miocènes.

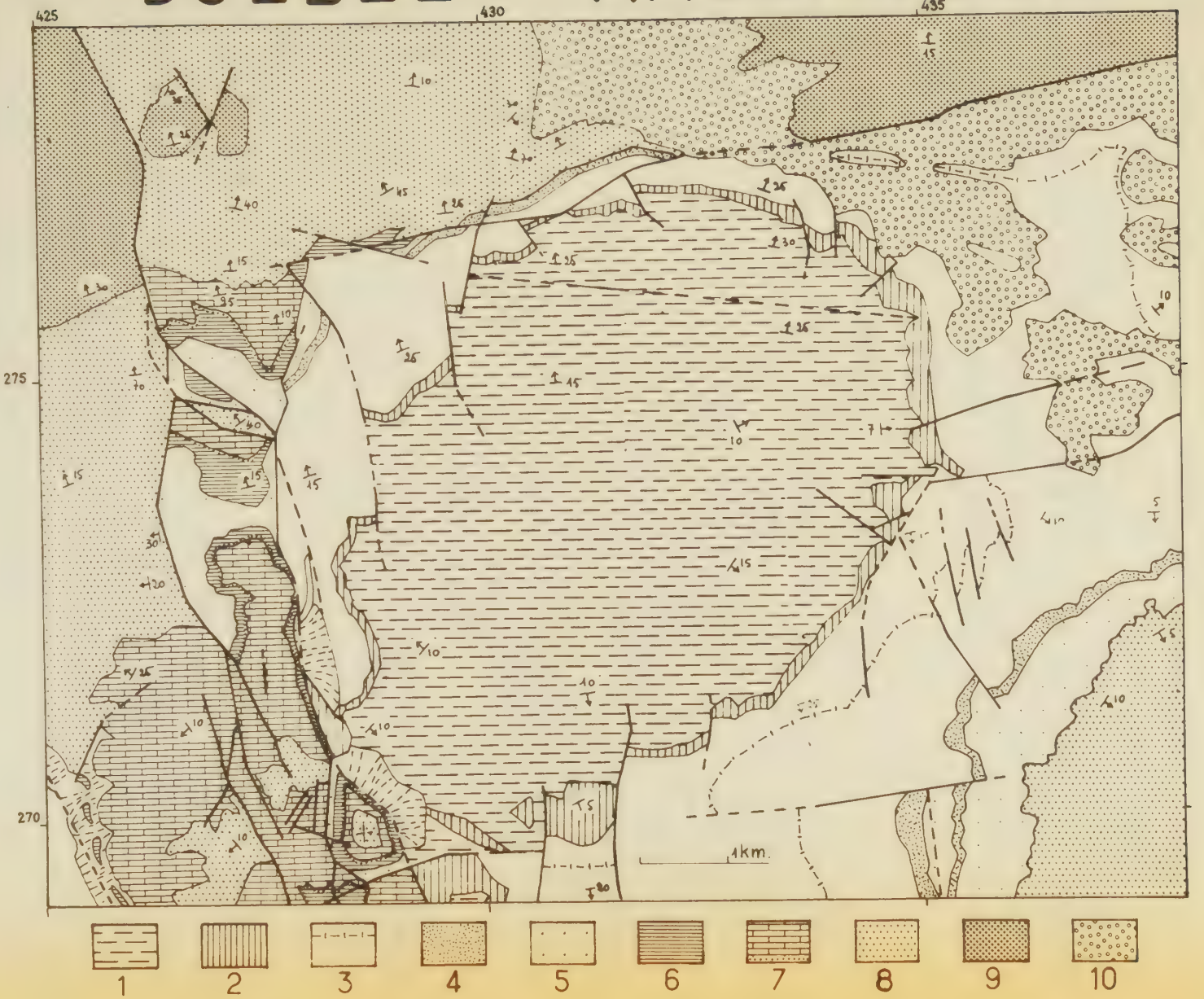
C'est un anticlinal d'axe W 20° S - E 20° N à coeur cénomanien. Il accuse une forte dissymétrie particulièrement marquée dans l'auréole des calcaires en plaquettes de l'horizon BAHLOUL. Le coeur cénomanien est fait de marnes qui accusent quelques 500 m d'épaisseur. Trois auréoles complètes soulignent bien la forme allongée de ce brachy-anticlinal. Celle des calcaires noirs du Turonien inférieur (horizon BAHLOUL) délimite un ovale de 12 km^2 environ. Le pendage NW est de l'ordre de 10°, celui du flanc SE est, en général, vertical et parfois inversé avec des valeurs pouvant atteindre 65°. La seconde auréole correspond aux bancs calcaires supérieurs de la limite Turonien-Coniacien, c'est-à-dire de l'horizon BIRENO. La troisième est celle du calcaire intermédiaire C^7_b : la dissymétrie s'est déjà amortie à ce niveau et, si les pendages nord sont restés voisins de 10 à 15°, les pendages SE ne dépassent plus 45°. Il y a donc dysharmonie légère de l'horizon BAHLOUL, ce qui permet de prévoir, soit un décollement des marnes du FAHDENE au-dessus des dolomies aptiennes, soit un bourrage des mêmes marnes au-dessus d'une faille des dolomies : aucun critère superficiel ne permet de résoudre la question. De toute façon, si les dolomies sont plissées, le

Fig.10 Anticlinal du Massanerh.

1 - Cénomanien marneux,
2 - Turonien noir en plaquettes (horizon BAHLOUL),
3 - Turonien supérieur, banc repère du BIRENO, Coniacien et Santonien inférieur,
4 - Calcaire intermédiaire,
5 - Formation ALEG,
6 - Formation ABIOD,
7 - Calcaires à Nummulites (Eocène inférieur), avec banc de base phosphaté,
8 - Eocène supérieur (marnes et lumachelles)
9 - Oligocène gréseux,
10 - Glacis d'érosion quaternaires encroûtés.

Fig.10

DJEBEL MASSANERH



"top" a toute chance d'être fortement décalé vers le NW par rapport à l'axe de l'anticlinal. Tout le flanc S-SE de l'anticlinal est bordé d'une falaise constituée par l'ABIOD qui dessine une muraille de plus de 50 m percée en un seul point par la cluse de Bahloul. C'est au niveau de cette cluse que se manifeste la tendance du Priabonien à devenir transgressif sur le Crétacé : l'ensemble EL HARIA - METLAOUI s'amincit vers l'W et disparaît complètement à 2 Km de l'oued. La formation SOUAR repose alors sur des éléments de plus en plus bas de l'ABIOD, puis de l'ALEG.

6. Anticlinal de Massanerh [fig.10]

A première vue il s'agit d'un dôme, surtout si l'on considère l'auréole des calcaires noirs de l'horizon BAHLOUL. Le centre est occupé par les marnes du FAHDENE visibles sur 435 m d'épaisseur : l'érosion a inversé le relief et le coeur dessine une vaste dépression circulaire de 33 km^2 soulignée par l'enveloppe des calcaires en plaquettes du Turonien (40 m) qui recouvrent des marnes cénomaniennes à bancs calcaires, riches en Oursins et Rudistes. Au-delà de cette première auréole, la tectonique se complique et ce premier dôme apparaît comme bloqué dans l'angle sensiblement droit constitué par deux systèmes de failles importantes.

Un premier système de direction NW-SE annonce le fossé effondré de Rohia. Des axes de plissements nouveaux, liés à ces failles, se créent et c'est ainsi que le dôme pousse un appendice turonien jusqu'au ksar byzantin de Sidi Amara.

Entre le dôme lui-même et le fossé de Rohia court une longue bande tectonique de 3 à 4 Km de large qui culmine au Djebel Skarna. L'anticlinal du Massanerh affecte donc cette bande et l'aspect circulaire presque parfait du dôme, au niveau des calcaires noirs turoniens, provient, tout au moins pour la partie occidentale, d'une illusion. Il s'agit seulement de la projection horizontale d'une section d'un cylindre par une surface d'érosion. Autrement dit, si les

collines du Djebel Bou Keras, au NE, constituent bien une terminaison périanticlinale, il n'en est pas de même pour le Skarna, où le Turonien passe sous la voûte sans pendage marqué vers le SW. Le long de ce rebord faillé du Skarna, le Sénonien inférieur est en partie escamoté par le réseau des failles : manquent, en particulier, le "calcaire intermédiaire" et la plus grande partie des marnes du Santonien supérieur. Au contraire, sur les flancs du Barbrou le Sénonien est important : 500 à 550 m de marnes plus calcaires dans la partie moyenne séparent l'horizon BAHLOUL du banc de calcaires blancs "intermédiaires" santoniens (calcaires massifs et bien lités, beiges à patine blanche : 40 m d'épaisseur). Les marnes supérieures sont souvent incomplètes en raison de la transgression de l'Eocène sur une surface érodée, dépendance avancée de l'île de Kasserine. Au Skarna, le Campanien est mince (20 à 30 m) et le Paléocène est réduit à 2 ou 3 mètres de marnes brunes ou vertes.

Un deuxième réseau de failles W 20° S - E 30° N borde l'anticlinal au Nord. Il fait suite à l'accident NW du Djebel Belouta. Au Kroumet Soudana, l'Oligocène est en contact direct avec le Santonien inférieur puis, à partir d'El Mzzagri, on retrouve, le long de l'accident, des lambeaux de "calcaire intermédiaire" puis quelque témoins de calcaire campanien. D'ailleurs on ne voit pas vraiment une faille entre les lumachelles de la formation SOUAR et les marnes ou calcaires de l'ALEG; par contre, il y a souvent discordance angulaire. Cet aspect amène à supposer que l'accident est très ancien et que dès l'Eocène une flexure soulignait cette structure fondamentale. C'est dans une phase tectonique postérieure, miocène probablement qu'elle a évolué en faille proprement dite. L'érosion aya dégagé le contact correspondant, lui a donné l'aspect linéaire schématique qui le rend si visible maintenant.

Le coeur de l'anticlinal est divisé en trois éléments EW par

deux failles qui relèvent le compartiment nord, ce qui laisse croire à un épaississement du Cénomanien du S au N et ce qui multiplie les culminations structurales.

L'étude de l'Eocène de la zone centrale nous a déjà permis de discuter des phénomènes orogéniques qu'impliquent les aspects variés du contact Tertiaire - Crétacé dans la région du Barbrou.

L'émersion semble acquise définitivement après l'Oligocène car aucun témoin ne subsiste ailleurs que dans le fond même du synclinal d'El Ala, c'est-à-dire au voisinage même de la ville de Haffouz (Pichon). Aussi peut-on admettre que l'ensemble de la sédimentation miocène provient d'un remaniement de la formation oligocène ce qui diminue d'autant les difficultés inhérentes au grand volume des apports tertiaires détritiques dans cette région : une grande part des éléments oligocènes repris au Miocène se dépose dans des cuvettes subsidentes au voisinage même de reliefs émergés.

La diversité considérable des formations néogènes témoigne de l'orogénèse active qui s'installe et qui, en créant des bassins isolés, conduit à une paléogéographie subtile qui contraste avec l'homogénéité des terrains plus anciens en particulier de l'Oligocène.

Cette orogénèse est plus particulièrement sensible dans le N et l'W mais l'existence constante d'un "aquitanien" continental au sommet de la séquence négative oligocène marque une discontinuité certaine. Si dans la plupart des cas le Miocène paraît concordant sur l'Oligocène dans la zone centrale et orientale, c'est que la tectonique a effecté des ensembles plus vastes; de plus, l'activité orogénique latente n'a pu que faciliter l'érosion déjà active dans les zones émergées par un climat aride. Ainsi observe-t-on plus souvent les contacts Miocène-Oligocène dans les synclinaux, c'est-à-dire là justement où il y a à peu près certainement concordance stratigraphique : il est très rare dans la zone centrale de pouvoir observer le rivage burdigalien.

7. Le Djebel Kessera [Fig.11]

C'est un vaste plateau pierreux de 25 km^2 environ, dont les bords sont légèrement retroussés ce qui lui a valu souvent d'être considéré comme un synclinal perché.

Sa morphologie et sa structure posent de nombreux problèmes qui ont été abordés par G. CASTANY, Thèse 1951, p.455 et suiv., pu repris par A. CAILLEUX et J.TRICART dans le cadre de leur cours de géomorphologie sur le modelé des chaînes plissées, p.134.

En fait les remarques des auteurs précédents sont fondées sur une coupe erronée du Djebel Kessera et de sa flexure, en particuli sur des puissances des couches qui n'ont aucun rapport avec la réa lité.

a) Stratigraphie et lithologie

L'Eocène atteint au maximum 35 m au village même de la Kesser mais partout ailleurs il constitue une corniche qui ne dépasse que rarement 20 m et qui se réduit souvent à 7 ou 8 m : dans ce cas, i y a certainement d'ailleurs amincissement d'origine karstique. Au tunnel d'El Garia la formation à Nummulites mesure 40 à 45 m; son épaisseur diminue vers le N et tout au long de la flexure du Serdj le calcaire de METLAOUI a une épaisseur qui oscille autour de 30 à 35 m. Vers le SE, ils s'amincissent très rapidement puisqu'ils n'o plus que 18 m à la cluse de l'Oued Bahloul, pour disparaître compl tement 2 km plus loin au niveau de l'Oued el Faouar.

Les calcaires de l'ABIOD sont considérés par G. CASTANY comme ayant 200 à 250 m d'épaisseur ce qui amène A.CAILLEUX et J.TRICART à s'étonner du fait que "les calcaires maestrichtiens aient été déblayés sur la voûte anticlinale dominant de très peu le synclinal et que toutes les couches aient été tronquées sur le flanc SE de ce même anticlinal, tandis que le calcaire éocène était conservé sur le synclinal, devenue perché".

Or ces calcaires n'ont que 22 m sur le versant occidental de la Kessera où ils correspondent à la seule barre campanienne érodée. Nous avons déjà noté que les calcaires de l'ABIOD sont taillés en biseau sous la dalle éocène, celle-ci se trouvant légèrement discordante sur un "hard ground" bien conservé. Vers l'E, le plateau de la Kessera se raccorde par un coffrage brutal à la bordure éocène du Serdj et à la barre calcaire d'El Garia. Vers le Serdj, les calcaires de l'ABIOD sont caractérisés jusqu'à la cote 802 (N du Kroumt ech Chaël); ils s'amenuisent rapidement vers le N pour disparaître bientôt au niveau de la cote 601 de Sidi Hamida. Seules subsistent quelques alternances marquant la base du Campanien.

Un banc détritique gris en plaquettes de 3 m d'épaisseur réapparaît au Khanguet Zelga sur la route de Siliana à Ousseltia : on y trouve des Globotruncana mais il est difficile d'affirmer qu'elles ne sont pas remaniées car les marnes immédiatement superposées sont déjà franchement éocènes : ce faciès aberrant considéré comme de l'ABIOD par A.SPENGLER ne serait-il pas déjà du Paléocène ? Tous les prélèvements de marnes que nous avons pu faire au-dessous contiennent une microfaune paléocène : malheureusement les colluvions de pentes sont tellement abondantes et les affleurements propres si rares que cette zone nécessiterait une étude de détail plus poussée.

Les calcaires blancs de l'ABIOD réapparaissent plus au N, en particulier sur la rive gauche de l'Oued Midoun, mais sous une épaisseur encore très réduite (30 m à El Agraïne). Vers le S, au contraire, l'ABIOD est bien caractérisé au Kef el Rhezlam sur la feuille ROHIA - DJ. BARGOU (ancienne piste de Maktar à Kairouan) : les deux barres calcaires, bien individualisées, sont séparées des calcaires à Nummulites par une combe bien marquée, correspondant aux argiles d'EL HARIA. Leur épaisseur y est de 120 m environ et leurs pendages souvent inverses; elle atteint 160 m au Djebel es Srhira, avec des pendages réduits (12° environ vers l'E).

Fig. 11 .. Le Djebel Kessera.

1 - Cénomanien,
2 - Calcaires en plaquettes de l'horizon BAHLOUL (Turonien inférieur)
3 - Turonien supérieur, Coniacien et Santonien inférieur,
4 - "Calcaires intermédiaires" du Santonien moyen,
5 - Formation ALEG,
6 - Calcaires de l'ABIOD,
7 - Calcaires de l'Eocène avec, en noir, leur base phosphatée,
8 - Eocène supérieur (SOUAR),
9 - Quaternaire,
10 - Blocs glissés.

Fig 11

Après la traversée de l'Oued Bahloul, l'épaisseur se réduit à nouveau tandis que la série devient incomplète et que l'on retrouve une transgression nette avec absence des marnes noires et de l'Eocène à Nummulites, réduit à un remplissage des tubulures d'un "hard ground" campanien analogue à celui que nous avons noté sur la rive droite de l'Oued Ousafa. Puis l'Eocène moyen devient lui-même directement transgressif sur le Campanien et, plus à l'W, sur le Santonien.

Ainsi la flexure d'El Garia s'est faite dans une zone d'épaississement de la série rigide (surtout calcaires de l'ABIOD). D'ailleurs nous sommes au voisinage immédiat d'un "ombilic" de sédimentation caractérisé, sur le flanc E du synclinal d'Ousseltia par un ABIOD de plus de 500 m.

C'est un bon exemple du fait que la tectogenèse et la morphogenèse sont inséparables car, mécaniquement, les plis se localisent là où la série des couches résistantes est la plus mince, ce qui entraîne une accentuation de l'effort tectonique en ce point; l'érosion qui s'installe amincit encore ou supprime la voûte des couches dures.

On peut remarquer enfin qu'à l'W de la Kessera, dans toute la région du Kef Merguob et du plateau des Ouled Aoun, l'Eocène repose aussi directement sur le Santonien.

Il y avait donc, avant la transgression éocène, une surface d'érosion ou de "non sédimentation" qui rend très vraisemblable l'absence des calcaires de l'ABIOD, sur la majeure partie de la combe anticlinale du Bahloul, dès le début du Tertiaire. Il n'est donc guère nécessaire de s'étonner de leur disparition.

En conclusion, la pellicule résistante de la Kessera est constituée d'un ensemble comprenant le Campanien et l'Eocène inférieur, séparés par quelques mètres d'argiles phosphatées qui, par érosion,

permettent le déchaussement de blocs importants de la corniche nummulitique qui viennent glisser jusque sur le Santonien; aussi cette corniche apparaît-elle en retrait par rapport aux calcaires de l'ABIOD et la présence du niveau argileux est marquée par un replat structural. En période pluvieuse, le système karstique évacue une partie de ses eaux par certaines sources principales mais aussi sous forme de multiples suintements locaux au contact même de ces marnes; leur nature franchement plastique et leur soutirage facile sont la raison première du débitage en blocs de la corniche éocène et de leur transport sur des pentes légères. Ces phénomènes furent certainement favorisés en climat froid au cours des pluviaux quaternaires.

b) Tectonique

Si, à la lumière de cette étude stratigraphique, on trace des coupes de la Kessera perpendiculaires à la flexure du Serdj (fig.12) on remarque aussitôt que l'ensemble ne présente aucune courbure anticlinale au niveau de la flexure, ce qui fait qu'il n'y a pas de raison d'envisager autre chose qu'une charnière de coffrage; les erreurs sur les épaisseurs de la série conduisaient G. CASTANY au schéma d'un synclinal bien marqué, suivi d'un anticlinal net.

Les rebroussements des bords de la Kessera ne sont nets qu'à l'W et au N où ils sont dus en particulier au voisinage du Belouta et aussi à des rejeux tectoniques postérieurs au début de l'érosion (voir la question des Kalaat chapitre V).

Ainsi la Kessera apparaît dans son ensemble comme un lambeau de replat structural correspondant à un élément d'une vaste voûte anticlinale coffrée à l'Est (fig. 11).

Néanmoins, dans le détail, le plateau est traversé par un faisceau de cassures parallèles de direction W 20° S - E 20° N dont les rejets ne dépassent pas 15 à 20 m; les moins importants, quoique décelables en surface, n'affectent pas les calcaires de l'ABIOD : il y

Fig.12

PLATEAU DE LA KESSERA
1000m
750
250
1
2km
C9 C8
Flexure d'El Garia
eI-III

a donc déjà une légère dysharmonie liée au coussin d'argiles phosphatées qui pourtant ne dépasse jamais 14 m. Les coupes faites perpendiculairement à cette direction accusent donc une légère concavité de la Kessera. Nous y voyons le résultat simultané d'un serrage tectonique postérieur au début de l'érosion qui se rattache aux phénomènes de collapse du flanc oriental du Belouta et peut-être aussi des phénomènes de soutirage karstique, plus important le long de ces lignes de discontinuité. De toute façon, les coupes faites sans changement de l'échelle des hauteurs montrent que ces phénomènes ne permettent pas de voir dans le Djebel Kessera un synclinal perché. Comme pour les Kalaat, c'est un morceau d'anticlinal isolé par l'érosion.

Enfin, nous évoquerons ici un dernier problème important que pose la Kessera. Nulle part, sur ses 25 km^2, on ne trouve de vestiges de roches plus récentes que la base de l'Eocène moyen; aucun galet de quartz ou de silex n'est conservé dans les lapiés. Par contre, sur la feuille ROHIA - DJ. BARBROU, l'Eocène moyen, qui débute par un calcaire à Turritelles et Thersités, ravine le Santonien avec des sables, des galets de quartz assez rares et des silex formés sur place autour de certains éléments détritiques. Au contact E de la flexure d'El Garia, ces couches montrent une discordance angulaire sensible sur l'Eocène à Nummulites.

Il y a donc, après la phase tectonique sénonienne, une phase lutétienne plus importante, car les accidents, simples bombements jusque là, s'y individualisent nettement, à tel point qu'il est permis de se demander si le Djebel Kessera n'est pas resté émergé depuis cette époque (on connaît dans le Sud Tunisien, à la limite du Sahara, des topographies qui n'ont guère varié depuis l'Eocène). Dans cette hypothèse, la Kessera serait un témoin d'une surface d'érosion post-lutétienne.

On pourrait admettre aussi que le dôme de la Kessera a été

érodé avant le Miocène et que tous les sédiments post-lutétiens ont été déblayés; la formation de la combe de flexure daterait de cette époque. Postérieurement, les phases tectoniques miocène et récente auraient redonné à la Kessera son aspect pseudo-synclinal. Dans cette seconde hypothèse, la Kessera serait un élémen morphologique d'une surface d'érosion infra-miocène (J.TRICART le pense aussi dans son cours de géomorphologie, fascicile III, pp. 134-135, mais nous avons noté comment il arrive à cette conclusio à la suite de remarques artificielles fondées sur une coupe beaucoup trop schématique de G. CASTANY).

c) Erosion karstique

La surface du plateau de la Kessera soumise aux actions chim ques depuis que sa couverture argileuse a été presque totalement enlevée présente un paysage caractéristique d'érosion en pays calcaire. Mais la faible importance des calcaires à Nummulites n'a pas permis l'évolution d'un réseau profond et c'est un pays de lapies qui s'est développé à partir des diaclases ou des cassures plus importantes.

Localement, à la faveur d'un léger décrochement par faille, l lèvre supérieure a été totalement nettoyée de son colmatage d'arg les résiduelles et des lapiés de 2 à 3 m de profondeur sont dégag où l'on circule comme dans des ruelles.

On trouve également quelques entonnoirs de dissolution et de dolines; certaines sont localisées le long des failles avec une f me allongée. La principale est la Garaet Kessera qui s'appuie à l sur une cassure transverse; elle fonctionne rarement comme un lac mais, en 1957 et 1959, elle fut noyée sous plus d'1 m d'eau douce Son fond est occupé par des colluvions d'argiles éocènes et d'argiles de décalcification : l'ensemble est transformé en un sol noir fortement hydromorphe.

C H A P I T R E V.

ZONE INTERMEDIAIRE AUTOCHTONE A PLIS DE REVÊTEMENT.

A. GENERALITES.

Cette zone constitue une bande bien définie, entre l'axe anticlinal de la "Dorsale" et la cicatrice de Téboursouk (accident T_4). Cette région fut l'objet de nos études les plus précises, puisqu'elle fut totalement levée à l'échelle du 1/25000ème.

La structure est axée sur un accident important (T_3), qui la divise en deux bandes à peu près égales, définissant deux sous-zones:

- la sous-zone Souk el Djemaa-Tunis,
- la sous-zone delta de la Medjerda-Tadjerouine.

Les éléments structuraux caractéristiques de ces deux sous-zones seront décrits d'abord, ce qui facilitera la description de l'accident T3 lui-même. Enfin nous insisterons sur des structures qui contrastent brutalement avec les alignements calmes des sous-zones, car c'est dans cette "zone intermédiaire" que les fossés d'effondrement transverses sont le mieux représentés, par un double système de bassins à remplissage quaternaire.

La sous-zone intermédiaire apparaîtra finalement comme un complexe autochtone, à plissements amples et calmes, perturbés par des accidents profonds du socle, à plusieurs époques de son évolution tectonique.

B. SOUS-ZONE SOUK EL DJEMAA-TUNIS

I. - Les brachyanticlinaux à noyaux dysharmoniques

Ce pays correspond sensiblement au polygone TUNIS - ZAGHOUAN - BOU ARADA - TUNIS. Les structures y sont complexes et se présentent surtout comme des dômes ou des anticlinaux ramassés, où le diapirisme joue un rôle plus ou moins évident. Ces accidents paraissent, à première vue, dispersés un peu au hasard. Seule leur étude précise dégagera des liaisons et permettra d'envisager une unité générale dans leur genèse.

1. Le dôme du Djebel Oust (La montagne centrale)

a) structure

Le Djebel Oust constitue le coeur liasique d'un grand dôme surtout crétacé, qui culmine au signal 396. Ce brachyanticlinal est tronqué au Sud par un faisceau de failles de direction moyenne W 30° N - E 30° S.

Le Lias constitue un noyau en position anormale, limité tout autour par des failles. Tout un réseau de cassures le débitent "en un véritable puzzle" (G.CASTANY 1955, p.42 et planche II). Le Lias est donc disloqué en de nombreux panneaux qui ont joué les uns par rapport aux autres : les failles sont presque toutes normales, mais une légère tendance à l'inversion se marque sur le flanc sud qui chevauche localement le Tithonique. Sur l'édition de BIR M' CHERGA, je n'ai pu figurer que quelques unes des multiples failles qui accidentent ce massif calcaire : ces failles sont toujours très spectaculaires avec des miroirs bien marqués, des brèches de friction et une minéralisation très générale mais sans intérêt pratique. Il est difficile alors de juger de leur importance relative

je n'ai conservé des levers de G.CASTANY au 1/10.000è que les cassures qui m'ont paru jouer un rôle essentiel dans la mosaïque liasique, celles dont le tracé suffit à donner l'allure générale de cet ensemble.

Nous noterons le contact systématiquement faillé du Lias avec les terrains plus récents et la résultante de l'ensemble qui amène un léger chevauchement du bord SE, où manquent les terrains du Jurassique moyen et supérieur.

Si l'on considère l'allure générale du dôme, les terrains crétacés forment un anticlinal dont la direction axiale est N 40° E - S 40° W, avec une dissymétrie caractérisée par un pendage moyen de 20 à 30° pour le flanc ouest et de 40 à 70° pour le flanc est.

Au contraire, le Lias, suivi par le reste du Jurassique, souligne une direction W-E, ce qui accentue encore l'indépendance de ce centre morphologique particulier; seule la faille qui relie le Djebel Oust à son bastion avancé de la cote 210, dessine presque exactement l'axe général du dôme.

La première auréole de terrains enveloppant le noyau appartient au Valanginien - Hauterivien. C'est même la seule qui soit pratiquement complète, car toutes les autres sont tranchées au S par un grand accident dont le rejet est notable puisqu'il met en contact Eocène et Barrémien moyen, au voisinage de la cote 178 (coordonnées Lambert 354,2 x 513,5).

Ces bancs calcaires interrompent la monotonie de la série barrémienne : ils constituent d'utiles repères pour débrouiller la tectonique de détail. C'est ainsi que sur BIR M' CHERGA nous avons figuré spécialement les couches (g) de la série du Djebel Oust : ces calcaires bleus forment une belle courbe bien marquée dans la topographie.

Flanc occidental

Le tracé de ce banc repère barrémien met en évidence des déf
mations importantes qui paraissent plus marquées sur le flanc oue
Il faut tout de suite remarquer que c'est certainement là une fau
impression. En effet, le Fedj Halima se relie au Djebel er Rihane
un décalage de 600 m, par l'intermédiaire de deux témoins abandon
le long de l'accident correspondant : à première vue on pense à u
décrochement, mais il n'en est rien, car comment peut-on reconnaî
un décrochement d'une faille verticale ? Le critère fondamental e
celui du rapprochement ou de l'éloignement de l'autre flanc de l'
ticlinal. Ce critère fait ici défaut, mais l'étude des miroirs de
failles donne des renseignements précieux : les plans sont légère-
ment inclinés vers le NE, mais les rayures de frottement sont tou-
jours dans un plan vertical. C'est donc une faille presque vertic
de 200 m de rejet environ qui explique ce pseudo-décrochement. Pou
un rejet déterminé, le décrochement apparent ne dépend que du pen-
dage des couches : dans le cas présent, le décalage ne serait plus
que de 200 m pour un pendage de 45°, inférieur à 100 m si le penda
dépasse 60°. C'est donc la dissymétrie même du dôme qui est respon
sable de l'aspect plus perturbé de son flanc ouest.

Dans le Crétacé supérieur, on remarque une indépendance rela-
tive entre deux ensembles limités par la base de l'ABIOD. Celui-ci
semble relativement calme par rapport à un Emschérien beaucoup plu
complexe. La série des marnes de l'ALEG est responsable de cet as-
pect correspondant à des phénomènes de dysharmonie locale.

Flanc oriental

Nous y distinguerons deux zones différentes :

- Le Bled et Tella, directement à l'E du Djebel Oust, est dé-
coupé par de nombreuses failles qui figurent un système de joints

cisaillement du flanc aminci, où l'une des directions, privilégiée, prend le pas sur l'autre. Les cassures W 30° S - E 30° N sont les plus nombreuses et les plus longues, le système "orthogonal" étant réduit à des cassures de raccord en chevrons. Certaines des failles principales affectent toute la série et participent aux déchirures du synclinal de Khlédia au N de Sidi Bou Hadjeba.

- Ce système de joints de cisaillement perd sa vigueur vers le N, mais d'autres complications apparaissent, en liaison avec un grand épaississement de la série stratigraphique. Le Crétacé supérieur se replisse et des redoublements de bancs calcaires apparaissent, en particulier, dans la formation ABIOD. Cette connexion entre tectonique et lithologie est importante et nous évoquerons souvent le binôme tectogénèse - morphogénèse dans la recherche des causes mécaniques des plissements.

La multiplicité des phases tectoniques joue aussi un grand rôle, car les phases successives s'attaqueront à des structures évoluées, en particulier fortement modifiées par l'érosion. Sur des séries aussi épaisses que celles du Djebel Oust, le décapuchonnement du dôme a favorisé les mouvements indépendants des flancs et les replis du flanc NE s'expliquent facilement, dans une zone épaisse, par un glissement du flanc sur lui-même qui tient de la collapse-structure, mais pourrait aussi résulter d'une phase tectonique récente.

b) Tectonique d'ensemble

Le dôme du Djebel Oust apparaît finalement comme un exemple tout à fait normal de pli de revêtement dans une série très épaisse.

Dans un tel pli anticlinal, on peut, en effet, distinguer trois zones : une zone moyenne plissée sensiblement concentriquement une zone inférieure dysharmonique, où le rétrécissement de la série

ne permet pas la conservation des longueurs, une zone supérieure soumise au contraire à des forces de tension.

La zone concentrique correspondrait ici sensiblement à l'ensemble des calcaires "compétents" de l'ABIOD et de METLAOUI. La zone supérieure a été éliminée totalement par l'érosion dans la partie anticlinale. La zone inférieure est complexe et la dysharmonie s'y manifeste à plusieurs niveaux.

Sous l'ABIOD, relativement "compétent", les marnes du Santonien ont pu bourrer dans certaines charnières, mais les alternances de l'ALEG inférieur ont été souvent surplissées, ce qui crée un contraste, au premier abord gênant, entre ALEG et ABIOD. Souvent des auteurs ont voulu y voir la preuve d'une phase tectonique anté-campanienne.

Mais c'est le Jurassique surtout qui réagira avec le plus de vigueur : la masse des calcaires liasiques, très compacts, se trouve confinée à la base de la série, entre le complexe plastique du Trias et quelques 3.000 m de marnes à courtes intercalations calcaires (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur et moyen). Les calcaires dans cette position ne peuvent être qu'"incompétents" : ils cassent. Le résultat est, soit un charriage sous cutané (over thrust), soit une structure éjective où les calcaires se brisent et donnent localement naissance à un noyau qui, libéré de sa couche mère par des failles bordières, apparaîtra en position franchement anormale, quand l'érosion l'aura dégagé. D'ailleurs, si l'importance du complexe plastique de base est suffisante, le noyau pourra continuer à monter en donnant une structure à caractère diapirique.

Le Trias, connu en plusieurs affleurements voisins, n'apparaît pas au Djebel Oust, mais on peut remarquer avec M. SOLIGNAC que les "eaux de la source thermale du piton 210, chlorurées sodiques et sulfatées calciques, semblent d'origine triasique, de sorte que la présence du terrain correspondant est vraisemblablement très proche".

2. Le dôme du Djebel Aziz

C'est un petit massif jurassique qui fait figure d'ilôt au milieu d'un glacis quaternaire très plat. Il culmine à la cote 352. La limite NE est soulignée par une bande de Trias diapir qui peut se manifester à la faveur d'un faisceau d'accidents transverses aux plis qui se suivent sans arrêt de Medjez el Bab à Zaghouan. Le bord SE est faillé avec une très légère tendance au chevauchement : cette faille met en contact le Lias ou le Jurassique supérieur avec un Albo-Aptien très redressé. Au S du dôme, les calcaires du Lias, riches en rognons de silex noirs, sont limités sur trois côtés par des failles et plongent régulièrement au NW, sous le Toarcien. Des cassures secondaires isolent complètement certaines masses de ces calcaires zoogènes liasiques. Les couches du Lias supérieur et du Jurassique, bien représentées au N et au NW, montrent un net coffrage au niveau de la plaine quaternaire.

3. Le dôme de Bou Kornine de Pont du Fahs

C'est un autre ilôt de Jurassique, perdu dans la plaine quaternaire de Sidi Djaber. Il est orienté E-W et culmine à 396 dans des masses de Lias faillées de tous côtés. Seul est visible le flanc sud, fait d'une série jurassique complète et fossilifère, sous un pendage de l'ordre de 70°. Un seul lambeau de Valanginien apparaît au voisinage des ruines de la cote 261, au SE.

Les deux collines de l'Aziz et du Bou Kornine appartiennent à un axe anticlinal important, parallèle à celui du Djebel Zebbas et, par conséquent, à celui de l'accident principal de la "Dorsale", c'est-à-dire à la faille du Djebel Zaghouan.

Cet axe vient s'emboutir au N dans la couronne de quartzites barrémiennes du Djebel Maouine. Si l'on poursuit vers le NE, on peut

admettre qu'il se manifeste encore par des anticlinaux secondaires qui replissent le flanc crétacé NW du dôme du Djebel Oust, au niveau du Djebel Barrou. Ces accidents avaient échappé aux auteurs : M. SOLIGNAC attribuait une épaisseur beaucoup trop grande au Créta supérieur et était conduit à admettre une asymétrie importante dar la sédimentation des deux flancs du dôme. Au N de la feuille de Bl M'CHERGA, plus aucune trace de cette structure ne subsiste.

Pourtant on peut considérer que, dans une certaine mesure, le Djebel Oust sert de relai à cette structure vers le NW. En effet, l'axe du Djebel Oust, contrairement au précédent, n'est important qu'au N du faisceau d'accidents qui le séparent du Bled Smindja et de la plaine de Depienne; il ne reprend un peu de vigueur qu'au voisinage des collines triasiques de Tuburbo Majus (environs de Pont du Fahs). Il s'épanouit ensuite au long du vaste anticlinorium Djebel Mansour - Souk el Djemaa.

Vers le S, l'axe Aziz - Bou Kornine se poursuit par trois poi tements du complexe marno-gypseux attribué au Trias :

a - Au Sud du Bou Kornine, au niveau de Sidi Brahim (coordonnées LAMBERT 493 x 350) une mince bande de Trias diapir souligne un contact brutal entre la branche W-E du synclinal barrémien du Djebel er Rouissate et un mince lambeau d'Oligocène fortement redressé, appartenant au flanc E du synclinal oligocène du Bled Boucha. Ceci impose à l'accident une importance considérable car, si l'ensemble ABIOD-EL HARIA- METLAOUI est ici très réduit, le Crétac moyen et le Priabonien suffisent à prévoir un rejet dépassant 500 mètres.

b - La Sebkhet el Kourzia montre sur sa rive NE une colline triasique au nom évocateur, le Djebel Zebass (montagne de gypse). vrai dire, ce nom n'avait guère retenu l'attention des géologues puisque ce pointement a été signalé pour la première fois par J.PI MIENTA en 1953 et retrouvé ensuite indépendamment par M. GUIGON en

1955.

Seul affleure le Trias, plus ou moins encroûté de Quaternaire et recouvert au SE par la corne NE de la "lunette" de la Sebkhet el Kourzia.

c - Le dôme du Bessioud est un pli diapir, légèrement déversé au SE, qui se trouve situé au SW de la Sebkhet el Kourzia, dans la zone de coordonnées Lambert 486-487 x 343-344. Une faille le tranche du NE au SW : elle est fortement injectée et empâtée de Trias qui s'étale vers le S avec des entonnoirs de dissolution bien caractérisés. Le coeur crétacé est très broyé avec plusieurs bancs de brèche : il ne semble pas contenir d'éléments antérieurs à l'Albien. Ce dernier est sous son faciès "calcaire de l'ALLAM" qui apparaît dans cette zone et prend une importance considérable vers l'W, dans le Djebel Rihane, de l'autre côté de la faille de cisaillement Tunis - Ellès. Seule est bien caractérisée l'auréole de calcaires yprésiens qui soulignent la dissymétrie du pli : le flanc NW s'enfonce sous les marnes priaboniennes, avec un angle de 45°, tandis que le flanc SE, brisé, dépasse souvent la verticale, certains lambeaux ayant un pendage inverse voisin de 70°. Le Priabonien est fortement aminci sur ce dernier flanc qui montre aussi un Oligocène de faciès FORTUNA et des formations continentales qui disparaissent rapidement, avec un pendage d'une dizaine de degrés, sous la croûte quaternaire, ou, au S, sous les limons de la plaine de Bou Arada et sous le bourrelet éolien du Dra Safra, témoin d'une ancienne lunette de la Sebkha de Tarf ech Chna, draînée maintenant par l'Oued Jarabia.

Cet axe anticlinal, que jalonnent les dômes faillés de l'Aziz, du Bou Kornine et du Bessioud, s'amortit au S, à la rencontre du grand accident transverse de Bou Arada. Seul le demi dôme à coeur albien du Koudiat et Touila paraît poursuivre cet alignement de l'autre côté de la plaine. On passe ensuite aux structures beaucoup

Fig. 13

1 - Trias,
2 - Jurassique "extrusif",
3 - Néocomien,
4 - Barrémien,
5 - Crétacé supérieur,
6 - Tertiaire,
7 - Formations éoliennes:lunettes,
8 - Quaternaire indifférencié?

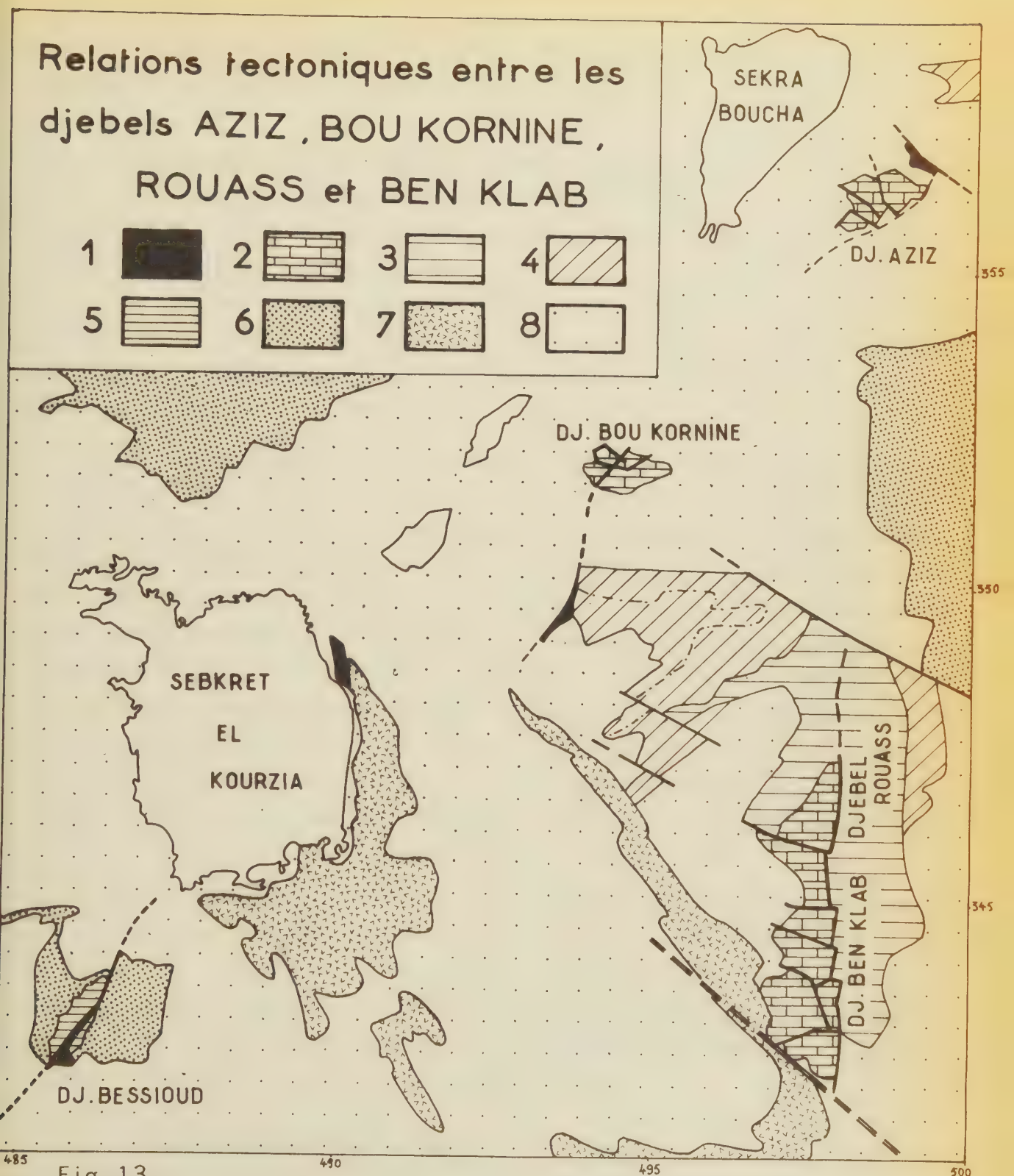

Relations tectoniques entre les djebels AZIZ, BOU KORNINE, ROUASS et BEN KLAB
1
2
3
4
5
6
7
8
SEKRA BOUCHA
DJ. AZIZ
DJ. BOU KORNINE
SEBKRET EL KOURZIA
DJEBEL ROUASS
DJ. BEN KLAB
DJ. BESSIOUD
355
350
345
485
490
495
500

Fig. 13

plus amples de la Tunisie centrale, l'épaississement de la série imposant aux plis une largeur plus grande.

4. Le complexe anticlinal Rouass et Beni Klab.

Cet ensemble a été étudié par M. SOLIGNAC (1927, p.35-37) et G.CASTANY (1955, p.46-47).

Ce qui saute aux yeux, c'est la direction NS du coeur anticlinal; c'est, avec le monoclinal oligocène voisin du Djebel Djahfa, les deux seules structures qui présentent cette orientation dans la région tunisoise. [fig.13]

Le noyau jurassique fortement faillé mesure sensiblement 3500 m de long pour une largeur maximale de 1200 m. Une grande fracture méridienne, légèrement chevauchante et localement soulignée de Trias, le limite à l'Est. Le Lias n'apparaît qu'en petits blocs perçants, limités de tous côtés par des failles avec brèches tectoniques. La masse principale de Jurassique supérieur plonge régulièrement vers l'W, sous le Néocomien, avec des pendages de 30 à 45°. Ce dôme est tranché au Sud par l'accident transverse de Pont du Fahs. Au Nord, la faille méridienne disparaît dans le flysch néocomien. Le col qui sépare les deux massifs du Beni Klab et du Rouass est un ensellement orthogonal effondré. Le morcellement du massif correspond à d'autres failles transversales.

Le Barrémien dessine au N une terminaison périclinale complète. Le flanc NW se relève rapidement et le synclinal du Djebel er Rouissate sépare alors l'axe jurassique des garaet Kebira et Shrira. Ce synclinal est accidenté par un faisceau de failles transverses qui décrochent plusieurs fois les deux systèmes de bancs de calcaires bleus, caractéristiques du Barrémien moyen.

5. Le dôme de Pont du Fahs

La description qu'en a donnée M. SOLIGNAC est totalement faus-

sée par plusieurs erreurs stratigraphiques essentielles. Il a attr bué au Maestrichtien un mélange de faunes du Coniacien supérieur e du Santonien : ce mélange s'explique par le fait que les alternanc sur lesquelles est construit le Marabout de Sidi bou Hamida résul- tent d'un écaillage du flanc NW, effondré ou glissé postérieuremen à l'érosion de la voûte du dôme. Sur le flanc SE plus régulier, M.SOLIGNAC a attribué à l'Eocène l'ensemble des collines campanien nes et maestrichtiennes qui constituent le Djebel Fguira Salah. L'Eocène ne mesure que 3 à 5 m d'épaisseur, sous son faciès glau- conieux très détritique, qu'on retrouve dans tout le polygone Zaghouan - Bir M'Cherga - Medjez el Bab - Bou Arada - Pont du Fahs - Zaghouan.

Le Cénomanien très fossilifère dessine au NE une boucle péri- anticlinale régulière autour d'une combe albienne. Les cassures du flanc NW sont nées de la rencontre entre la grande faille trans- verse du fossé de Pont du Fahs et des joints axiaux de direction habituelle NE-SW. Le soutirage des sédiments au passage de l'Oued Miliane a favorisé le glissement des lambeaux du Sénonien, dégagés par l'érosion. Rien ne permet d'envisager, au niveau du village, l'existence d'un repli synclinal, car à quelques centaines de mè- tres de là, le lit du Miliane frôle le coeur extrusif du dôme Beni Klab - Rouass.

6. La position des noyaux dysharmoniques. Un problème de ter- minologie.

Dans son étude des Extrusions jurassiques en Tunisie, 1955, G.CASTANY adopte le terme d'extrusion pour caractériser les rela- tions particulières des noyaux jurassiques avec leur couverture.

P.VIENNOT employa pour la première fois le nom d'extrusion dans une étude géologique des environs d'Hasparren (Basses-Pyrénée 1927. Il précisa ensuite la nature de ces structures qui parais-

saient aberrantes à son époque $(1928)_a$: "ce type structural est caractérisé par la sortie brutale, au milieu d'une puissante série schisteuse, des couches du substratum de celle-ci, laminées, se montrant en disposition isoclinale avec les schistes, et sectionnées latéralement, de telle sorte que les rapports de ces couches et des schistes simulent un passage latéral brusque". Il décrivit cette même année $(1928)_b$ une série de ces accidents, ce qui lui permit d'apporter quelques précisions sur leur position.

On retient de cette étude :

a - L'absence d'allongement de ces accidents corrélative du fait que les couches dures sont sectionnées transversalement à leurs extrémités. Quelques terminaisons périanticlinales indubitables prouvent néanmoins l'enracinement probable de la plupart de ces structures.

b - Les relations isoclinales des schistes et des couches dures sont absolument générales. Les pendages sont toujours très élevés et souvent voisins de la verticale.

c - Ces accidents se produisent dans le cas où une couche dure se trouve comprise stratigraphiquement entre deux complexes plastiques (dans le cas des Pyrénées, il s'agit du Trias à la base et de la masse des schistes jurassiques et crétacés au-dessus).

d - Néanmoins, les indentations capricieuses qui marquent les extrémités des affleurements impliquent une certaine compétence de la couche dure elle-même et ceci nécessairement dans la première phase de plissement, car il est impossible mécaniquement que des blocs durs, isolés par cassure au milieu d'une masse plastique puissent se plissoter dans une phase tectonique postérieure.

e - En général, c'est le phénomène tectonique de laminage qui a joué, dans la suppression des couches, le rôle primordial.

A vrai dire plusieurs des remarques de P.VIENNOT apparaissent comme contradictoires. Il est curieux que ces masses de calcaires soient simultanément sectionnées transversalement au contact des schistes mais qu'elles s'y terminent presque toujours en indentations capricieuses qui simulent un passage latéral de faciès.

Ce phénomène ne serait-il pas dû au laminage dont la multiplicité des brèches prouve la généralité ? Dans ce cas on ne voit

plus la raison de ne pas en faire de simples écailles jointives.

D'ailleurs les études récentes ou en cours sur cette région des Pyrénées, étayées par une stratigraphie fine, semblent montrer que certains de ces passages festonnés sont bien simplement des passages de faciès.

Mais c'est surtout la connaissance des plis diapirs qui fait maintenant de ces accidents, encore aberrants en 1927, des structures banales. De plus, l'étude mécanique des plis prouve que tout plissement concentrique conduit obligatoirement à un décollement basal et par suite nécessite l'intervention dans le coeur de la structure d'un plissement dysharmonique. Si, au milieu des couches plastiques incompétentes, se situe un niveau plus résistant, plus ou moins débité dès les premières manifestations du plissement par des joints de tension ou de cisaillement, ce niveau se trouvera fragmenté en éléments qui chevaucheront les uns sur les autres. L'érosion des voûtes anticlinales, en supprimant certaines contraintes latérales et en modifiant la pression hydrostatique, facilite l'éjection locale de certains de ces éléments. Il faut bien remarquer pourtant qu'en dehors d'une telle éjection, née d'une reprise du serrage tectonique après l'érosion, seul le nivellement total de la structure dévoilera la complexité du coeur dysharmonique de l'anticlinal.

En Tunisie, G.CASTANY croit pouvoir appliquer aux structures jurassiques les caractéristiques des "extrusions" de P.VIENNOT.

En fait il y a d'assez nombreuses différences :

a - Si l'on considère seulement les gisements de Lias ils apparaissent en blocs éjectés, c'est-à-dire faillés de tous côtés, et pour ainsi dire désenclavés de leur couche initiale. Les panneaux ainsi détachés sont eux-mêmes morcelés par un réseau de failles, en général directes, mais qui peuvent devenir inverses du côté où

se manifeste une dissymétrie conduisant à un début de charriage. Ceci rappelle beaucoup les "cunei composti" décrits par C.MIGLIORINI (1949).

Les pendages mesurables dans ces blocs sont souvent faibles : beaucoup d'entre eux sont voisins de l'horizontale. C'est là une première différence essentielle avec les "extrusions" de P.VIENNOT qui insiste sur leur position isoclinale, c'est-à-dire sur le fait que les blocs présentent le même pendage, toujours élevé, que les schistes qui les emballent. Si les genèses de ces ensembles peuvent être comparées, il semble qu'il faille admettre dans la région pyrénéenne une orientation des contraintes qui ne peut résulter que d'une tectonique superposée ou de phénomène de glissement sur le flanc nord de l'axe pyrénéen : un tel glissement implique une composante verticale de la contrainte principale, car une telle contrainte n'est orientée que dans la mesure où une telle composante verticale existe.

b - Si l'on considère l'ensemble des couches jurassiques, on observe l'ennoyage partiel de la structure qui devient évident dans les couches crétacées plastiques qui dessinent toujours des terminaisons périclinales régulières.

Connaissant l'épaisseur de la série du tunisois qui s'établit au voisinage de 6.000 m, du Jurassique au Miocène, et sachant que les plissements concentriques se situent dans cette série au niveau des calcaires de l'ABIOD, il est nécessaire que dans la théorie d'un plissement de couverture, la série du Jurassique soit fragmentée et en position éjective dans les anticlinaux, le décollement se faisant ici au niveau du Trias. C'est donc la structure lithologique de la couverture qui est seule responsable de cet aspect.

Il n'est pas nécessaire d'évoquer l'existence de fractures du socle pour expliquer cette tectonique, car les premières irrégularités génératrices de fractures dans les couches calcaires jurassi-

ques peuvent tout aussi bien provenir des phénomènes de diapirisme qui remontent au moins au Crétacé moyen. Néanmoins, dans le cas de la faille du Zaghouan, nous avons vu que plusieurs arguments militent pour faire admettre l'existence d'un accident profond.

De toute façon l'aspect "extrusif" d'un coeur anticlinal n'est pas suffisant pour prouver une cassure profonde; ce sera bien plus souvent la direction plus ou moins rectiligne d'une structure sur plusieurs dizaines de kilomètres qui conduira à supposer la présence d'une faille du socle, car dans une série aussi variable dans ses épaisseurs et dans ses faciès, une contrainte de couverture ne peut pas construire des allignements rectilignes, comme celui de 150 Km que nous étudierons plus tard.

G.CASTANY prend argument de l'étude de ces extrusions pour appuyer l'existence d'une phase tectonique importante post-villafranchienne, superposée aux phases antérieures. Mais toute tectonique de couverture affectant une telle série conduit nécessairement à des structures éjectives; il n'y a là aucune preuve de tectonique superposée.

Il est bien évident qu'une phase secondaire favorisera le rejet de tels accidents, mais il n'existe pas de critère qui permette de différencier les deux processus.

De cette discussion il ressort donc que les "extrusions" au sens de G.CASTANY se présentent sous un aspect assez différent des "extrusions" de P.VIENNOT qui en donnait une définition beaucoup plus stricte. Il s'agit pourtant de phénomènes semblables, d'originesvoisines, mais qui apparaissent comme une nécessité dans le type de plissements où on les trouve.

Leur donner un nom peut sembler superflu puisque ce sont tous des coeurs d'anticlinaux éjectifs. Il n'empêche que la généralisation du terme par G.CASTANY cadre bien avec l'aspect de ces ensembles sur le terrain. Il est donc possible de conserver ce terme

commode et évocateur mais en se rappelant qu'il s'agit toujours d'une structure normale et obligatoire.

Malheureusement de nombreux auteurs emploient maintenant le terme extrusion pour désigner le simple giclage tectonique de couches plastiques à travers une couverture rigide, sans que la pression hydrostatique typique des vrais diapirs soit en jeu. Seul alors, le terme de coin demeure sans équivoque.

7. Les accidents du djebal Oust et des djebels Rouass et Beni Klab.

Dans l'hypothèse que nous venons d'évoquer d'une simple réaction dysharmonique cassante des couches jurassiques compactes, les directions a priori aberrantes des failles principales du Djebel Oust et des massifs de Pont du Fahs n'impliquent plus la nécessité de faire appel à des accidents plus ou moins complexes. Les massifs jurassiques apparaissent au centre d'anticlinaux conformes, en gros, à la direction NE-SW habituelle, mais les noyaux extrusifs sont obliques par rapport à leurs axes. Les failles principales du Djebel Oust sont sensiblement de direction W 10° S - E 10° N et la faille du Rouass et du Beni Klab sensiblement N - S. Or la direction générale des plis est parallèle à l'accident du Zaghouan soit N 40° E - S 40° W. Il apparaît ainsi que la normale à cette direction, qui porte la contrainte principale, forme la bissectrice approximative de ces deux accidents. Il n'est donc pas invraisemblable de supposer que l'un comme l'autre résultent de rejeu de failles de cisaillement nées d'une première phase tectonique dont la résultante était probablement de même sens que celles des phases plus récentes. Nous disons probablement car elle pourrait leur être perpendiculaire, ce qui s'accorderait avec certains aspects transverses de la sédimentation, comme la répartition NW - SE des isopaques et des isopiques de certaines couches.

II. Les grands synclinaux

1. Synclinorium Khlédia - Kébir - Ousafa

Dans le cadre du découpage tectonique en lanières parallèles, le premier grand ensemble qui se manifeste à l'W de la série des massifs jurassiques et aptiens est formé d'un alignement de synclinaux bien marqués qui vont de la mer (région de Maxula-Radès et Hamman-Lif) jusqu'à la faille nord du fossé de Rohia, au SW de Maktar, sur 170 km de long. Nous les étudierons du Nord au Sud.

a) Synclinal de Khlédia - Aïn el Djour.

Khlédia est une petite localité au NE de la feuille de BIR M'CHERGA (coordonnées Lambert : 526,7 x 371). Aïn el Djour est une source à fort débit, située au NW de Zaghouan (coordonnées Lambert : 517 x 350) et qui, utiliséepar les Romains, fournissait un apport sensible aux eaux de l'aqueduc de Carthage.

Ce synclinal occupe toute la partie orientale de la feuille de BIR M'CHERGA. Il s'étale vers le Nord en raison de l'abaissement axial et devient fortement dissymétrique : son flanc ouest enveloppe le dôme du Djebel Oust alors que son flanc oriental se rebrousse en s'amincissant au contact du grand accident du Bou Kornine à Hammam-Lif. A la faveur d'un enfoncement axial, apparaît vers le Nord l'imposante série des grès oligocènes, marins à la base, puis continentaux. Aussi l'axe est-il occupé au Sud par les calcaires de la formation METLAOUI puis plus au Nord par les marnes jaunes de la formation SOUAR, enfin par les grès de FORTUNA. Le voisinage de la mer a permis un colmatage total par les alluvions des oueds Miliane et El Hamma. Il faut gagner Maxula-Radès pour retrouver des collines attribuées au Miocène.

Les crêts de ce synclinal perché sont développés dans les calcaires à Globigérines.de l'Eocène, mais une deuxième ligne de crêts enveloppe les précédents à courte distance, formée par les calcaires de l'ABIOD. Les cotes correspondant aux deux systèmes emboîtés sont souvent voisines : une combe les sépare, évidée dans les marnes noires d'EL HARIA. Les flancs du synclinal, en contrebas de ces deux crêts, sont formés par le Santonien et les étages inférieurs du Crétacé.

Suivant une coupe WE, la dissymétrie se caractérise par le fait que la corniche éocène qui regarde le Djebel Oust a un pendage de l'ordre de 20°, alors que l'autre flanc ne dépasse guère 10 à 15°. Les deux piémonts montrent des coupes identiques du Crétacé supérieur ce qui contredit l'opinion de M.SOLIGNAC (1929, p.209). L'erreur de cet auteur résulte de la confusion constante qu'il fit entre calcaires campaniens et éocènes. Aussi la comparaison entre le 1/200.000ème de TUNIS et le 1/50.000ème de BIR M'CHERGA montre-t-elle aussitôt les modifications importantes qu'entraîne l'existence constante des calcaires campaniens et leur interprétation exacte. Le résultat en serait, à l'échelle du 1/200.000ème une simplification, qui ferait apparaître le synclinal comme très régulier, car tous les blocs notés e_{III}^{b} épars sur du C^{10} et affectés de pendages aberrants, s'intègrent en deux ensembles superposés, ABIOD et METLAOUI. L'échelle du 1/50.000ème met en évidence beaucoup d'accidents de détail sous forme surtout de nombreuses déchirures par failles. Le flanc E s'effiloche sous l'action d'une érosion qui dissèque facilement des couches presque horizontales; le Campanien qui affleure à l'Est du Djebel Kourrimat, amorce même un anticlinal secondaire qui s'amortit rapidement vers le Nord. Le flanc est découpé par les failles qui accidentent la partie SE du dôme de l'Oust et par des déchirures particulières au calcaire éocène, qui soulignent une légère dysharmonie synclinale.

On peut définir, au voisinage de l'Aïn et Tella, un seuil axial du synclinal. C'est là que les calcaires éocènes s'interrompent car c'est aussi le point le plus haut de l'axe du synclinal. La base des calcaires éocènes s'y situerait au voisinage de 200 à 220 m. L'abaissement axial vers le N, d'abord très peu marqué et inférieur à 1°, s'accroît nettement au niveau de l'Aïn Safsaf, pour atteindre 10° quand on aborde les premiers témoins oligocènes du Kef Etachima. Puis cet abaissement paraît se poursuivre vers la mer, mais en s'atténuant. Une remontée d'axe est probable au droit des collines miocènes de Maxula-Radès ainsi que du Djebel Rorouf qui enveloppe le piton extrusif jurassique du Bou Kornine d'Hammam-Lif.

La prospection électrique pour les recherches d'eau a mis en évidence une ondulation cachée des grès oligocènes à 200 m au NE de l'arrêt de Khlédia : il y a là un anticlinal ou une flexure sensiblement parallèle aux grandes cassures qui affectent la série oligocène à ce niveau, c'est-à-dire W 30°S - E 30° N.

Dans la partie du synclinal située au N du seuil de l'Aïn et Tella, les déchirures du calcaire éocène du flanc ouest sont figurées par des failles de direction SW-NE : la principale est celle qui, partant de l'Aïn Zerzour, va se perdre dans l'Eocène de l'Aïn Guettar. Elle met sur plusieurs kilomètres les marnes de l'entité EL HARIA en contact avec les marnes de l'entité FORTUNA : le changement de couleur à lui seul est probant, mais l'examen micropaléontologique confirme pleinement ces conclusions. Quant à l'Oligocène gréseux, il apparaît à la faveur de l'abaissement axial, annoncé par quelques buttes témoins, comme autant de bastions occupant des cotes apparemment trop faibles : ce sont des blocs effondrés et glissés sur leur substratum de marnes priaboniennes plastiques, après décrochement au niveau de la falaise gréseuse.

Au Sud, l'axe du synclinal plonge au contraire vers la plaine de Depienne. Il est brutalement interrompu par la faille sud du

Djebel Oust qui met en contact, à angle droit, un lambeau d'Oligocène supérieur et le calcaire éocène. Dans cette région, les cassures sont orientées parallèlement au grand accident du fossé de Depienne. C'est grâce à cette fermeture par faille que les nappes fissurales du Campanien et du Maestrichtien peuvent alimenter l'Aïn el Djour avec un débit dépassant parfois 5 l/sec.

b) Bled Sm indja - Synclinal de l'Oued el Khadra.

Toute trace synclinale se perd sous les alluvions récentes de la plaine de Depienne - Moghrane, mais on retrouve des formations légèrement plissées en cuvette entre la ville de Pont du Fahs et le Djebel Zaghouan. Il s'agit là d'un complexe continental rubéfié que M.SOLIGNAC note tantôt en Pontien, tantôt en Pliocène. G.CASTANY (1951, p.370) montre que toutes ces alluvions fluviatiles rubéfiées sont assimilables et qu'il n'est pas possible d'y différencier le Miocène du Pliocène ou du Quaternaire ancien. Par parenthèse, on peut remarquer ici qu'il est étrange de ne pas retrouver dans cette formation continentale la trace des plissements villafranchiens que G.CASTANY considère comme la phase tectonique majeure en Tunisie. Nous verrons que, si cette phase existe bien réellement, elle est loin d'être la principale et ne se manifeste que sur des zones ou suivant des directions déjà définies antérieurement, sauf en Tunisie présaharienne.

Des formations continentales mio-pliocènes sont discordantes sur un synclinal préexistant oligocène. Ce dernier n'est guère visible que sur 50 à 60 m sur le revers du Djebel Fguira Salah sous forme d'un banc de 3 à 4 m d'un grès calcaire à Nummulites incrassatus. Dans toute cette plaine l'Eocène présente un faciès très mince et détritique de 2 à 3 m d'épaisseur seulement avec quelques Nummulites, faciès qui fait penser à une zone de hauts fonds qui se serait créée dès le Maestrichtien, dans tout ce pays des dômes extrusifs.

Fig.14 Synclinal du KEBIR.

1 - Marnes du Santonien supérieur (formation ALEG),
2 - Calcaires campaniens (base de la formation ABIOD),
3 - Calcaires maestrichtiens (partie supérieure de la formation ABIOD),
4 - Argiles intermédiaires de la formation EL HARIA,
5 - Calcaires éocènes,
6 - Marnes priaboniennes,
7 - Terrasses quaternaires,
8 - Basse terrasse de l'Oued Kébir et rives du lac de barrage,
9 - Lac de barrage du Kébir.

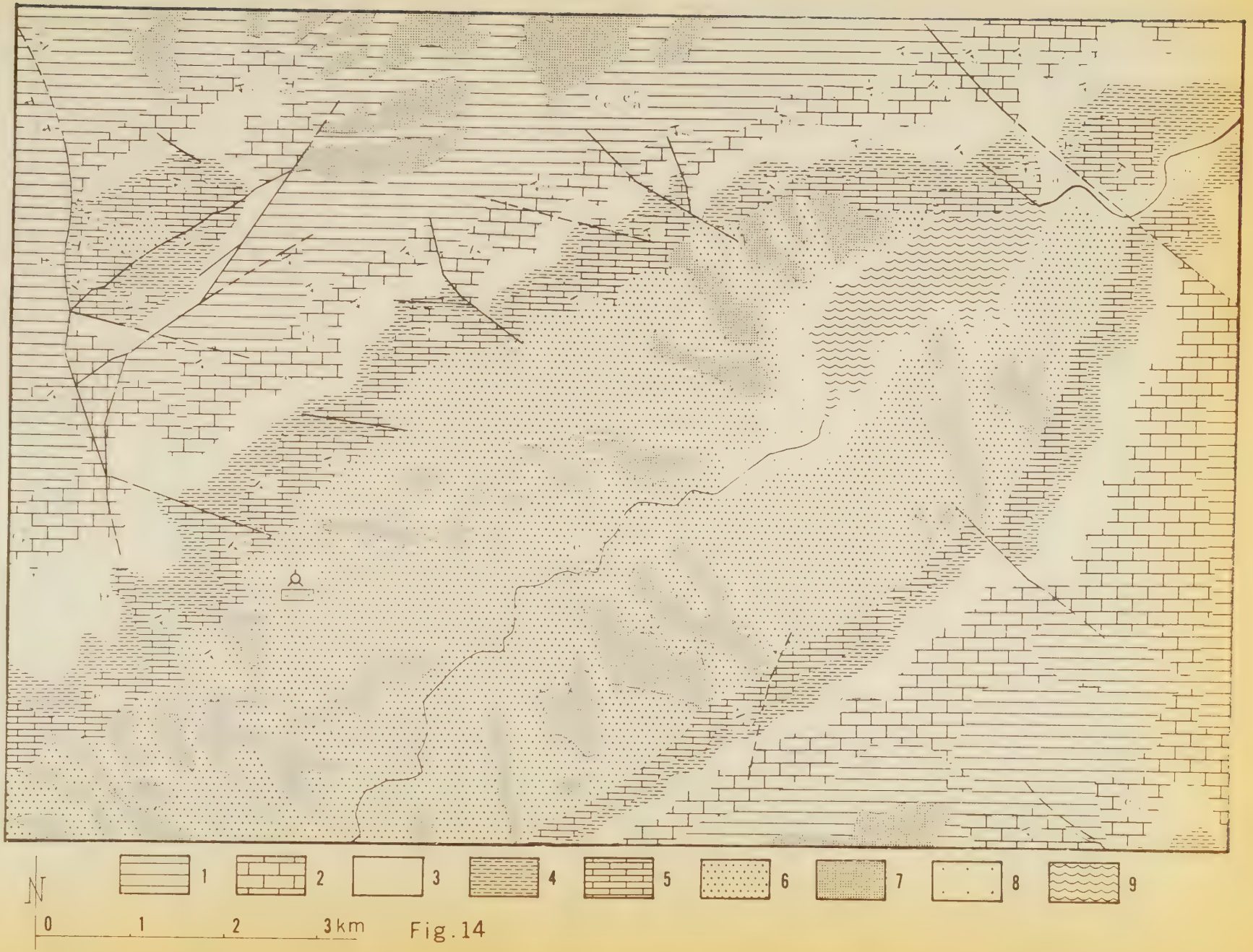


Fig.14

A l'Est, le Mio-pliocène conglomératique repose sur le Cénomanien au Koudiat et Touila, sur l'Aptien au Ragoubet el Tmer. Le fossé d'effondrement du Bled el Fahs interrompt par faille cet ensemble, mais après 8 Km on retrouve dans le même alignement le synclinal du Kébir.

c) Le synclinal du Kébir [fig.14]

Sur 45 Km ce synclinal, d'une simplicité schématique, longe le Djebel Bargou sur son flanc occidental. Très régulier dans toute sa portion NE ce barrage utilise la fermeture périsynclinale éocène, le synclinal se complique dès les abords du village de Robaa de Siliana. Cette structure est établie dans les marnes priaboniennes et l'on ne trouve guère de traces d'oligocène gréseux qu'à la base des beaux témoins des surfaces d'alluvionnement anciennes. Mais vers Ras el Ma existe une zone effondrée avec le fossé de Siliana qui a conservé dans un véritable ombilic tectonique la formation fossilifère des grès de FORTUNA.

Le synclinal est bien caractérisé au N par sa position perchée avec trois crêts juxtaposés correspondant à la double barre calcaire de l'ABIOD et au calcaire éocène. Le faciès ABIOD est ici très caractéristique alors que l'Eocène à Globigérines est très bitumineux et relativement mince : aussi les points les plus hauts appartiennent presque toujours aux crêts campanien ou maestrichtien, le calcaire éocène se contentant de dessiner des chevrons en contrebas au delà de la combe épaisse des argiles noires intermédiaires. Cet aspect se suit jusqu'à Robaa. Le flanc E est nettement coffré et l'allure franchement rectiligne du contact calcaire METLAOUI - marnes de FORTUNA fait figure de flexure. Les choses se compliquent à Robaa pour deux raisons :

- le synclinal est affecté sur toute sa largeur par des failles qui ferment l'anticlinal du Mansour au SW.

- le flanc oriental montre là une rapide variation de faciès avec un énorme amincissement de la série au contact du Bargou. Le plissement et le décalage vers le Nord de celui-ci sont responsables de l'ombilic de Ras el Ma, et ont amené la formation locale de toute une série de replis du Crétacé supérieur et de l'Eocène qui tiennent à la fois du froissement par cisaillement et de la collapse-structure par glissement sur la courbure de l'Aptien récifal.

Le flanc N W se coffre à son tour comme le prouvent des flexures longitudinales et les sondages de recherche d'eau (Aïn Fourna et Oued ech Cherfi). Le flanc SE après les complications de Robaâ perd tout aspect de crêt : les couches y sont subverticales et très minces et c'est le Bargou lui-même qui ferme désormais le panorama avec sa masse en "dos de baleine" qui domine les marnes priaboniennes de plus de 500 m.

L'axe du synclinal ramené au sommet du calcaire éocène correspond au niveau du barrage à une cote voisine de 310 m. Il s'abaisse ensuite et au niveau du grand sondage (114/3 : coordonnées LAMBERT 478,4 x 318,5) le "top" de l'Eocène calcaire est à la cote 180 m. Il se relève après Robaâ pour replonger, après une rotation qui le rend presque N S, vers la région de Ras el Mâ, où il descend nettement au-dessous du niveau de la mer.

Nous retiendrons l'aspect particulier des flancs, marqués par de longues flexures que le recul de l'érosion conséquente a souvent dégagées : les marnes jaunes de FORTUNA apparaissent ainsi curieusement limitées par des lignes droites, sans discontinuité visible des calcaires éocènes qui leur servent de support; le synclinal prend déjà des allures de graben. Sa prolongation sur la feuille de Maktar constitue le fossé d'effondrement de l'Oued Ousafa.

d) Le synclinal de l'Ousafa

C'est une structure très étroite pincée au contact du faisceau

de failles qui longe le Djebel Belouta au N. Du NE au SW, c'est-à-dire du fossé de Siliana jusqu'au sud de la route de Maktar à Kairouan nous distinguerons trois ensembles :

- De El Ksour au débouché de l'Ousafa dans la plaine de Siliana, l'oued reste sensiblement parallèle au faisceau de failles qui intéressent autant sa rive gauche que sa rive droite. Au Nord ces cassures écaillent l'Eocène à Nummulites qui perce en bandes irrégulières ou en chicots les colluvions des marnes jaunes priaboniennes. Au Sud ce sont les formations continentales mio-pliocènes qui sont brutalement interrompues avec des facettes triangulaires caractéristiques dans les interfluves.

L'Oligocène n'est pas visible et l'oued méandre au contact des cailloutis pliocènes de sa rive droite et de l'Eocène marneux ou calcaire de sa rive gauche. L'arrivée dans la plaine se fait en traversant une faille transverse importante limitant le bord SW du fossé quaternaire de Siliana; cette faille, colmatée au sortir de l'oued par un cône d'alluvions, n'est bien visible qu'à quelques centaines de mètres au NW.

- Entre le hameau d'El Ksour (Civitas Uzappa) et la route de Maktar à Kairouan, le synclinal s'élargit et des cassures nombreuses l'affectent suivant une direction moyenne E 30° N - W 30° S oblique par rapport au tracé de l'oued sensiblement NE-SW. Ces failles sont nettes au S où elles limitent souvent le lit même de l'oued.

L'Oligocène gréseux apparaît alors sur la rive gauche mais n'est visible sur la rive droite qu'à la cote 780 du Kef Marous. Ailleurs, il est enseveli sous les formations continentales mio-plio-quaternaires et sous les alluvions récentes de l'oued qui dessinent deux terrasses assez constantes à partir de Ksar Bania.

- Au Sud de la route de Maktar à Kairouan le synclinal oligocène se raccorde normalement au plateau-glacis éocène qui conduit aux "Kalaats", mais au Sud, il est limité par une flexure coïncidant

avec un contact anormal, car cet accident a rejoué à plusieurs époques et les formations de l'Eocène moyen ou supérieur y sont, suivant une ligne droite, en contact avec des éléments variés de la série sénonienne (du C^{7b} au Campanien). Aucune trace de calcaire à Nummulites n'est visible le long de ce contact.

L'Oued Ousafa circule d'abord en position monoclinale, latéralement au synclinal, puis franchement dans l'axe à partir de la piste Maktar-Hadjeb el Aïoun qui passe au niveau de quelques failles transverses amenant un abaissement d'axe et un resserrement du synclinal.

Importance des formations mio-plio-quaternaires

Ces formations s'imposent aussitôt à qui descend l'Oued Ousafa surtout vers l'aval. Elles sont souvent entaillées par les méandres de l'oued et une des grandes failles bordières y a inscrit un relief de faille en facettes.

Tout le long du Djebel Belouta, sur l'Eocène moyen et supérieur, parfois sur l'Oligocène gréseux qui forme alors falaise au bord de l'oued, reposent des poudingues plus ou moins cimentés, qui paraissent légèrement discordants sur l'Eocène. La base de la formation est caractérisée par des éléments hétérométriques assez grossiers (taille variant de 10 à 40 cm) et qui appartiennent à toutes les formations antérieures. L'Eocène inférieur, riche en Nummulites, en constitue l'élément dominant; on trouve aussi des fossiles remaniés particulièrement des Huîtres et des moules de Thersités provenant des marnes jaunes du Priabonien. Mais il faut noter la présence, dès la base, de galets de calcaire aptien dolomitique, en exemplaires très rares d'abord, puis de plus en plus nombreux quand on s'élève dans ce faciès détritique grossier : ces galets témoignent de l'ancienneté de la tectonique qui a permis l'extrusion du faciès récifal du Belouta. La taille des galets constituant ces

poudingues diminue vers le haut et les couches les plus élevées sont faites de limons rouges épais qu'il est souvent difficile de séparer des colluvions récentes des marnes priaboniennes. Des cailloutis fluviatiles très redressés se rencontrent jusqu'à la cote 790, soit 240 m au-dessus du fond de l'oued actuel.

Ces dépôts continentaux sont souvent recouverts, parfois en pendage inverse, par des formations quaternaires grossières, non consolidées, qu'on peut considérer comme l'équivalent de la terrasse la plus haute du bassin de l'oued Kébir.

Tout cet ensemble détritique matérialise un remplissage syntectonique du fossé synclinal de l'oued Ousafa. L'enfoncement de celui-ci se poursuit certainement depuis la fin de l'Oligocène, sur l'emplacement d'un bombement antécampanien. La tectonique en coin du Djebel Belouta semble avoir trouvé presque sur place une compensation en synclinal pincé. Cette fosse fut rapidement comblée par les apports brutaux des courants rapides descendant des Hamadas. Pendant longtemps la tectonique d'affaissement s'est prolongée puisque tous ces dépôts présentent un pendage important qui va de 15° au SE jusqu'à 60 ou 70° au contact des failles principales qui bordent le Belouta au NE.

Quant à la plaine de Siliana, elle résulte d'une phase tardive de distension, certainement quaternaire, et l'abaissement de ce niveau de base local a permis le recreusement des alluvions précédentes.

e) Plateau de Maktar

Au Sud de Maktar un plateau-glacis sépare la ville de l'anticlinal de Messemerh-Sekarna. Il est fait de marnes priaboniennes qui pendent légèrement vers l'oued Ousafa. La couverture quaternaire est importante : épandages de blocs et formations lacustres. La dissec-

tion par les émissaires de l'Ousafa crée des sillons profonds limitant des zones planes cultivées en blé.

L'Oligocène gréseux disparaît sur 3 km, car le synclinal est marqué par une culmination transverse où la base des grès se situe, au niveau de l'axe du synclinal, à plus de 1000m d'altitude alors que cet axe se trouvait, sur presque tout le cours de l'Ousafa, au voisinage de 600m.

2. Synclinorium Sedjoumi - Sba - Siliana - Massouge.

La série suivante des alignements synclinaux parallèles à la "dorsale s'étend de la Sebkha Sedjoumi au synclinal d'Ellès. Cet ensemble paraît beaucoup plus complexe dans ses détails que l'alignement Khlédia-Ousafa. Il devient à peu près régulier au S de Bou Arada, mais dans sa portion nord, il est souvent difficile de relier des éléments de synclinaux fortement accidentés par des structures transverses (bombements ou fossés) et par le voisinage immédiat de l'accident chevauchant Tunis-Ellès.

a) La Sebkha Sedjoumi

Dans notre deuxième thèse, l'étude des bassins hydroéoliens permet d'envisager l'ensemble des problèmes tectoniques posés par la Sebkha Sedjoumi; nous n'y reviendrons pas.

b) Synclinal de l'Henchir el Morra - Djebel es Sba.

Il borde à l'Est l'anticlinal diapir du Djebel ez Zebbas et forme une vaste dépression occupée par les marnes priaboniennes. Il est faillé au N et son flanc ouest a été rabattu vers le centre, avec une longue déchirure, au niveau de la faille de Sidi Ahmed el Lili. Il en résulte une forte dissymétrie avec des pendages de 50° à 60° pour le flanc W, de 20°

pour le flanc est et de 30° au S (Aïn es Souhaha); son ombilic est occupé par le djebel Es Sba, bel affleurement de grès calcaires et marnes oligocènes.

Après la faille qui limite ce bassin au N, quelques pointements d'Oligocène marquent un décalage de l'axe vers l'Est, puis le synclinal s'élargit et toute la plaine de l'Henchir Halouane paraît lui correspondre, entre la crête éocène du Bled bou Lastal et l'affleurement isolé des grès oligocènes de l'Henchir el Menkoub.

Entre le Menkoub et la Sebkha Sedjoumi les structures transverses dominent : c'est toute la région des collines de la Mohammedia au Djebel Mergueb, qui est soumise à des plissements d'axes W 30 à 35° N - E 30 à 35° S, soulignés par des flexures et par des failles. Le pays de l'Henchir el Ksir, au SW de la Mohammedia, peut être assimilé à une structure synclinale : des formations quaternaires souvent encroûtées de "torba" recouvrent les marnes de la formation SOUAR. Il ne reste qu'un seul petit bloc d'Oligocène, en synclinal perché, d'axe W 25° S - E 25° N, formant le Telt en Nsour. Au Sud, l'alignement synclinal est aussi interrompu par une structure transverse, celle du Djebel el Ahmar qu'on peut considérer comme le périclinal nord de l'axe des Djebel Bou Kournine de Pont du Fahs et Aziz.

c) Sebkha Sidi Djaber

L'Oligocène réapparaît au Djebel Strassif séparé du Crétacé moyen par tout un complexe de cassures : deux systèmes de failles interfèrent : l'un, de direction NW-SE, coupe au S le synclinal de Ksar Tyr, l'autre appartient au grand accident NE-SW et limite la plaine du Goubellat.

On peut admettre que le synclinal oligocène couvre la surface qui va du Strassif à l'alignement des deux "extrusions jurassiques". La Sebkha Sidi-Jabeur en occuperait sensiblement le centre : elle repose, en fait, sur des formations fluviatiles mio-pliocènes plis-

sées. L'Oligocène passe sous les petites garaet, situées au NE de la Sebkha el Kourzia. Son flanc SE n'est visible qu'en un point, au contact même du Barrémien du Rouissate, le long d'une faille qui prolonge l'axe jurassique Aziz- Bou Kournine avec injection de Trias.

d) Plaine de Bou Arada

Il faut aller 9 km plus au Sud, sur le versant occidental du Djebel Bessioud pour retrouver un synclinal, d'ailleurs haché de failles : il est particulièrement dissymétrique puisque le Bessioud est un pli diapir faillé qui rebrousse et amincit toutes les couches du flanc SE. Le Campanien souligne bien le flanc occidental, depuis la route de Tunis jusqu'à Lalla Fatima, mais une multitude de failles le déchire. L'Eocène en très mince (2 à 3 m) et n'a été mis en évidence qu'avec beaucoup de difficultés, dans des fonds de tranchées, dans des fossés, et plus nettement à Lella Fatima; il est bien caractérisé par contre au Djebel Bessioud où il dessine une corniche courbe qui domine de 100 m la plaine de Bou-Arada. L'Oligocène s'enfonce sous les croûtes quaternaires puis sous les alluvions salées de la plaine. Rien ne permet de savoir comment se comporte cet Oligocène en profondeur, car de l'autre côté du fossé, c'est du Crétacé moyen (Koudiat Touila) ou supérieur (Tarf ech Chena) que l'on rencontre. Il est probable que cet ensemble est interrompu par une faille importante, parallèle à celle qui limite le massif du Rihane au SW.

e) Synclinaux de l'Oued Merhtout et de l'Oued de Bou Arada

Le synclinal de Merhtout, très régulier, se dessine sur les feuilles de Gafour et du Djebel Mansour.

Au S au N, la base des calcaires éocènes s'abaisse de 550 à 250 m soit avec une pente de 4 à 5°. Un seuil transversal fortement fracturé apparaît au niveau des collines calcaires du Ragoubet Aïcha et du Djebel el Messella : il sépare les bassins du Merhtout

et de l'Oued Bou Arada et la base des calcaires éocènes y remonte vers la cote 350.

L'axe synclinal se trouve alors légèrement décalé vers l'E en raison du chevauchement léger du flanc NW du Djebel Tadjemout. Le synclinal de l'Oued Bou Arada correspond d'ailleurs à la terminaison de ce grand ensemble : les flexures bordières prennent une grande extension et impriment au synclinal un cachet de fossé tectonique embryonnaire; la base des calcaires éocènes redescend jusqu'à 200 m dans l'ombilic synclinal, occupé saisonnièrement par une sebkha. Il rejoint ensuite la cote 300 à la terminaison périsynclinale, sur la route de Bou Arada, au niveau de l'Oued Bou Yahia.

Au Sud, le synclinal du Merhout est séparé de celui de Siliana par un faisceau des failles transverses en escalier qui découpent les calcaires éocènes en "touches de piano" avec un rejet global de 400 à 500 m.

f) Synclinal Siliana - Massouge - Ellès

On pénètre alors dans le vaste synclinal du Massouge où il est facile de dstinguer deux parties :

- dans la région de Silina, le synclinal n'est pas très bien caractérisé, car il est colmaté par les formations alluviales du fossé : son flanc oriental ne montre que quelques pointements de calcaires éocènes, au S de Siliana. Seul le flanc occidental des grès est visible.

- l'axe remonte régulièrement vers le S : le synclinal se rétrécit progressivement et son axe est occupé par les argiles et marnes de la formation SOUAR, qui montrent de remarquables affleurements en "bad lands".

De légères perturbations sont produites par quelques failles transverses correspondant à la terminaison occidentale du fossé du Sers qui vient s'emboutir dans les structures du pays de Maktar. L'axe remonte ensuite régulièrement jusqu'à Ellès avec une pente de

2 à 3°.

Vers le S une faille transversale légèrement courbe, parallèle aux failles du fossé des Salines et à celles du fossé de Rohia, le coupe brusquement et met en contact l'Eocène moyen et le Sénonien, avec intercalation de quelques bancs fortement redressés. Néanmoins ce synclinal se poursuit vers le SW jusqu'à la route de Rohia à Ebba Ksour, avec le Djebel Dæmaïne qui forme le flanc SE d'un périsynclinal régulier à base de calcaires de l'ABIOD.

"Près d'Ellès les deux flancs du synclinal sont déjà un peu différents : au flanc SE, l'Eocène inférieur possède le faciès typique des calcaires à Nummulites des Kallaats, parfois corrodés et creusés en grottes, tandis qu'à l'W, près d'Ellès, il se modifie déjà sensiblement et tend vers le faciès des calcaires blancs" (L.PERVINQUIERE, 1903).

Ce dernier faciès est celui qui règne dans tous les massifs situés plus au N. Il finit même par envahir le versant SE à son extrémité septentrionale dans la zone du Kef el Aroussa.

Le synclinal est presqu'interrompu au niveau de la route du Kef par un abaissement d'axe souligné par une faille importante qui décroche de 1 km les calcaires éocènes du flanc SE et de 3 km environ la barre des calcaires de l'ABIOD. Le flanc NW s'ennoie totalement sous les formations quaternaires en général encroûtées de la plaine du Sers.

Notons que ce flanc NW prend sur la feuille de Siliana une importance considérable. Il constitue alors une double rangée de collines très régulières correspondant aux calcaires de l'ABIOD et aux calcaires éocènes, ici gris-blanc et tendres (faciès à Globigérines).

Ces deux alignements sont séparés par des vallées disséquant des combes monoclinales dans les marnes noires particulièrement épaisses de la formation EL HARIA.

Ce qui frappe surtout c'est la multiplicité des failles transverses dont l'effet se fait sentir plus nettement sur l'Eocène que sur le Sénonien. Ce rejet est tel que dans tous les cas, le tronçon septentrional est reporté à l'E du tronçon méridional.

La régularité et la constance de ces déchirures sont le témoin d'un fait tectonique important. Leur résultante souligne une ligne particulière de faiblesse qui constitue le prolongement d'un grand accident dont nous avons déjà signalé l'existence et que nous étudierons plus complètement après l'analyse des structures transverses en fossés.

Cet accident est ici une flexure brutale à laquelle s'ajoute le système de déchirures signalées plus haut qui signifient un décalage du flanc le long de la flexure : autrement dit ces failles prouvent l'existence d'une composante horizontale sensible.

Le mouvement relatif correspondrait à un déplacement vers le S de la lèvre SE de la flexure.

L'étude de l'ensemble de la région nous permettra de considérer qu'il s'agit là d'un mouvement du socle, accident qui serait également responsable de la disposition alternée très particulière des huit fossés tectoniques principaux du centre de la Tunisie.

3. Anticlinorium Mansour - Souk el Djemaa

La zone anticlinale qui s'étend du djebel Mansour à Maktar sépare les deux séries de synclinaux qui viennent d'être décrites. Elle prolonge vers le Sud l'unité caractérisée par les noyaux dysharmoniques extrusifs. Le fossé de Bou Arada - Pont du Fahs sépare ces deux ensembles, si bien qu'il n'y a pas de transition entre l'aspect complexe des dômes du Fahs et la simplicité grandiose des anticlinaux situés plus au Sud.

A la reflexion, on se demande s'il n'y a pas là une distinction trop tranchée car il est difficile d'imaginer l'aspect de l'anticlinal du Mansour au niveau de son coeur jurassique. Le grand dôme du Djebel Oust ne devait pas différer beaucoup dansson ensemble d'une telle structure quand son nivellement ne mettait à jour qu'un axe de Crétacé inférieur.

C'est ainsi que les monts du Jura et les collines de Thüringe sont deux aspects des mêmes structures tranchées par l'érosion à deux niveaux différents qui font apparaître la chaîne du Jura comme essentiellement caractérisée par des structures déjectives alors que la Thüringe est surtout de style éjectif.

a) Axe anticlinal Ksar bou Rekriss - Sidi Abd el Krim

C'est une vaste combe auréolée par la triple ligne des crêts campanien, maestrichtien et éocène. Une faille importante qui va de Bou Arada à Henchir el Oust coupe le synclinal en deux ensembles et marque sensiblement la ligne de partage des eaux entre le bassin du Kebir et celui de la Siliana et de l'Oued Bou Arada. Cet accident ferme au N la structure anticlinale de Ksar bou Rekriss et cette situation idéale attira l'attention de la SEREPT qui fora les affleurements de "calcaires intermédiaires" culminant à 577 m au NW du Ksar.

L'érosion de la combe se poursuit vers le NW par le recul des oueds anaclinaux qui attaquent le flanc ouest du synclinal du Kebir; le bassin de ce dernier se trouve réduit progressivement au bénéfice de la Medjerda. La recul est favorisé par l'effondrement du fossé d'El Aroussa - Bou Arada : l'Oued Bou Arada se perd quelque peu dans la plaine alimentant aussi bien la Siliana que le Kebir, alors que l'Oued er Rmil est tributaire direct de l'Oued Siliana. Cette érosion est grandement facilitée par l'épaisseur considérable des marnes santoniennes : aussi les terrasses sont-elles presque tota-

lement démantelées et il est très difficile de distinguer les témoins des niveaux si caractéristiques du synclinal du Kébir.

Le recul des crêts semble actuellement très ralenti, l'érosion travaillant surtout verticalement. Les dépôts de pente, véritables grèzes, montrent que certaines périodes froides ont permis un débitage rapide des corniches sénoniennes par gélifraction : il semble bien qu'en dehors des "pluviaux" le recul soit négligeable.

Au NE les faits se compliquent car les affleurements sont empâtés par la "torba", très développée sur un glacis fossilisé qui descend en pente régulière vers la plaine du Fahs. Des replis apparaissent et un anticlinorium s'installe : le Djebel Mansour représente lui-même un synclinal perché, très faillé sur son flanc SE.

Sur la plaine du Fahs, l'anticlinal se termine par un demi-dôme effondré au NE. Les collines de l'entité FAHDENE que traverse la route de Maktar au niveau des collines du Kef el Azreg, sont très complexes dans le détail : elles sont brusquement coffrées sur leur bord SW au niveau du Fäid el Djama. Une flexure parallèle au bassin de Pont du Fahs accentue ce coffrage; elle se transforme en faille de décrochement au niveau de la terminaison périsynclinale de l'ABIOD du Kébir, puis se prolonge jusqu'au petit graben qui sépare le Djebel Fkirine du Bent Saïdane.

Dans l'axe même se l'anticlinal du Mansour, les terrains visibles les plus anciens sont les "calcaires intermédiaires" C^7_b et parfois le sommet des marnes C^7_a. Les calcaires minces se montrent incompétents et fortement brisés alors que les centaines de mètres des marnes de l'ALEG encaissent les contraintes par un bourrage que soulignent de nombreux replis sans fractures.

L'anticlinal se ferme au SW dans un pays de structure difficile car les joints de tension perpendiculaires à l'axe se sont trouvés correspondre en gros à la direction moyenne des graben récents : ces joints ont rejoué en failles d'effondrement au cours de la phase

Fig. 15 L'anticlinal de la route Maktar - Siliana.

1 - Santonien inférieur et Coniacien,
2 - "Calcaires intermédiaires" du Santonien moyen,
3 - Marnes de la formation ALEG,
4 - Calcaires campaniens du flanc NW et ensemble de l'ABIOD du flanc SE,
5 - Calcaires maestrichtiens du flanc NW,
6 - Argiles de la formation EL HARIA,
7 - Calcaires éocènes,
8 - Marnes et lumachelles priaboniennes,
9 - Quaternaire.

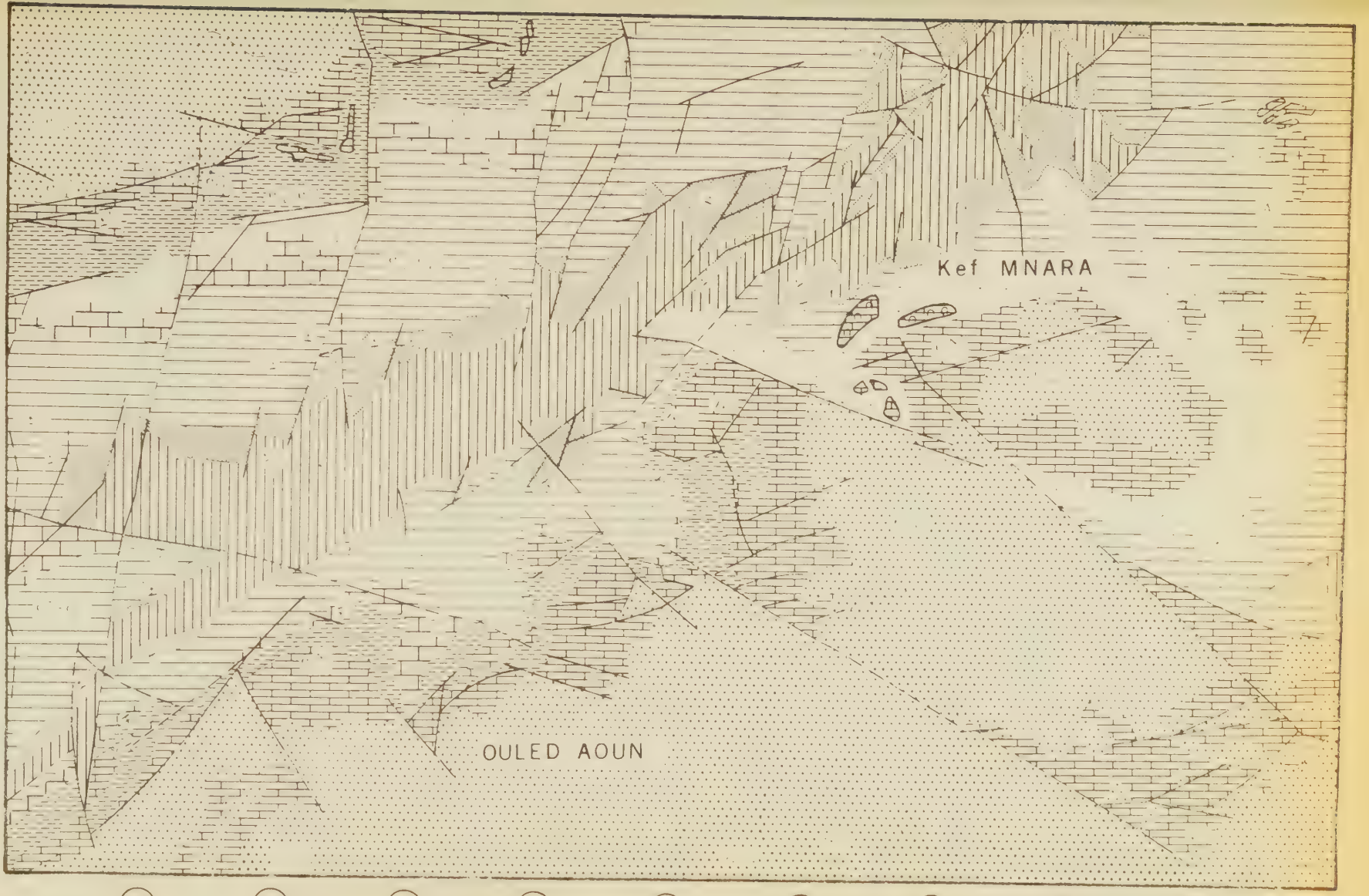


Fig.15

ultime de distension. Quant aux joints de tension longitudinaux ils ont souvent évolué en flexure : c'est ainsi que sur les flancs, les calcaires yprésiens sont presque toujours séparés des marnes priaboniennes par des lignes droites correspondant à un coffrage net Leur généralité sur la feuille DJEBEL MANSOUR au 1/50.000e nous a conduit à les figurer à la manière d'une flexure bien que souvent le calcaire soit brisé et non pas seulement aminci.

b) Le repli anticlinal de la route Maktar - Siliana [fig.15]

Après la bifurcation qui mène au Kef, la route de Maktar à Tunis aborde une combe anticlinale creusée dans les marnes du Santonien (C^7_a). Cet anticlinal, souligné par les flancs de "calcaires intermédiaires" C^7_b est caractérisé par une dissymétrie très marquée. Il s'est établi dans une zone importante de changement de faciès et d'épaisseur.

Son flanc NW présente des pendages de 10 à 20° dans une série épaisse du Sénonien. Le flanc SE au contraire montre des pendages de 50 à 70° accompagnés de failles directionnelles dans une série sénonienne très mince : l'ABIOD lui-même disparaît en biseau au Kef Mnara sous la transgression éocène inférieure. Cet anticlinal peut se ramener à un phénomène de "bourrage" des marnes santoniennes dans la zone de coffrage NW du pli où la faible épaisseur des roches dures favorisait les manifestations locales du serrage tectonique.

c) L'anticlinal des Ouled Aoun et des Ouled Ayar (plateau de Maktar)

Le plateau de Maktar profondément découpé par de multiples ravins est constitué par une structure en anticlinal plat surbaissé.

"Plusieurs plissements ou ondulations viennent altérer la régularité de ce dôme" (L.PERVINQUIERE, 1903, p.272). Ces plissements

peuvent se ramener à deux séries d'accidents : des ondulations anticlinales transverses, au nombre de deux, qui correspondent évidemment à deux points hauts de l'axe anticlinal principal (ce sont ces deux zones qui ont été étudiées plus particulièrement par la SEREPT) et des ondulations longitudinales bien caractérisées dans le coin SW de la feuille et qui s'apparentent certainement à des phénomènes tectoniques postérieurs au début de l'érosion.

On peut distinguer du NE au SW :

- L'ondulation du sondage SI_1 (SEREPT) à coeur sénonien, faillé au N par le fossé de Siliana, limité au S par un demi-cercle de collines éocènes (Kef Chaïb, Kef el Maïria) discordantes sur le Santonien. Les oueds disèquent profondément les marnes sénoniennes au voisinage de ce niveau de base récemment abaissé.

- Le plateau N de Maktar est fait essentiellement d'Eocène qui s'abaisse doucement vers l'Oued Ousafa, mais une légère cuvette s'est formée, dont l'ombilic est occupé par la Garaet Oulad Rhezam.

- Le bombement de Maktar - Souk el Djemaa à la faveur d'une inversion de relief présente une auréole dysharmonique de calcaire C^7_b, car leur nature en fait un niveau incompétent mince pris entre deux séries marneuses épaisses.

- La zone des Kalaats borde vers l'W le bombement de Maktar. Le Sénonien constitue la plus grande partie de celle-ci et se trouve fortement entamé par de profonds ravins se développant aux dépens des marnes C^7_c. Quelques témoins d'Eocène à Nummulites dominent la région et impriment au pays son cachet très spécial.

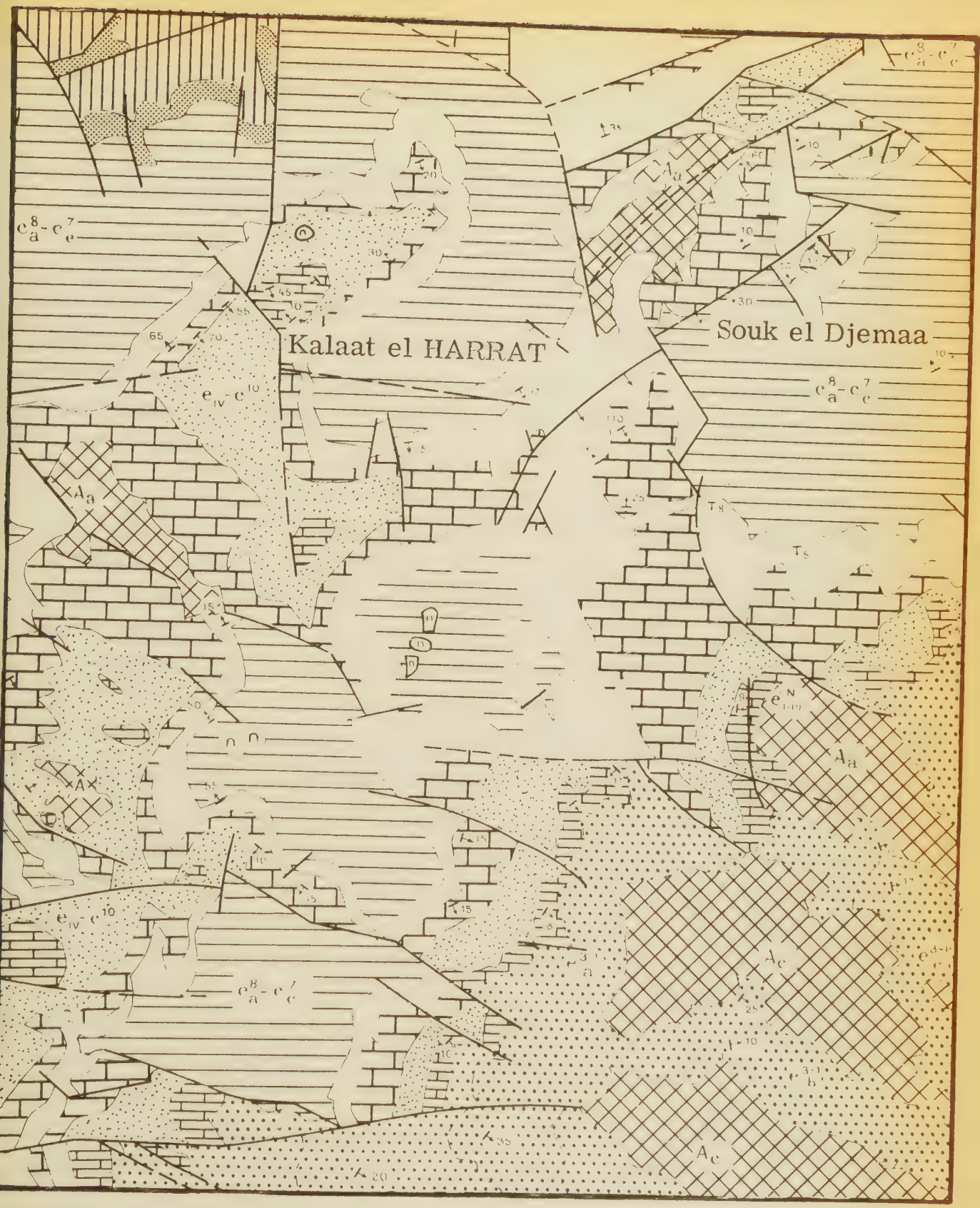
- Au Sud de Maktar un plateau-glacis sépare la ville de l'anticlinal de Messoucrh - Sokarna. Il est fait comme le plateau N de marnes priaboniennes qui pendent légèrement vers l'Oued Ousafa. La couverture quaternaire est plus importante ici : épandages de blocs et formations lacustres. La dissection par les émissaires de

SO
NE
Bou Araoua
Kef Oulad Salah
El Guern
Kat Ahd Ben Ali
Kalaat el Harat
Kalaat es Souk
Dyr el Attaf
Sidi Ali
100
500
0 1 2 3km

Fig.16

Fig. 17 Région de Souk el Djemaa et de la Kalaat el Harrat.

- c^{8}_{a} - c^{7}_{c} : marnes de la formation ALEG,
- en blanc : calcaires campaniens,
- e_{IV} - c^{10} : en pointillé irrégulier, argiles de la formation EL HARIA, superposées aux calcaires maestrichtiens,
- e^{N}_{I-III} : calcaires éocènes à Nummulites des Kalaats,
- e^{3-1}_{a} : marnes jaunes et lumachelles priaboniennes,
- A_{c} : épandages de blocs des glacis quaternaires.



ig.17

l'Ousafa crée des sillons profonds limitant des zones plates cultivées en blé.

d) Le problème des Kalaats [fig.16 et 17]

Ces masses de calcaires à Nummulites souvent réduites à l'état de pitons servent de voile de fond à tout le paysage du plateau de Maktar. Elles frappent tout voyageur qui monte jusque là. La plupart des auteurs ont parlé de synclinaux perchés, mais à vrai dire, ce sont presque toutes de simples tables. Quelques-unes pourtant comme le Kalaat el Harrat sont franchement rebroussées sur leurs bords.

En réalité il n'y a aucune raison de parler ici de synclinaux perchés : il est tellement commode de dire que les synclinaux se trouvant perchés par inversion du relief, tout ce qui est perché est nécessairement synclinal! Si l'on s'astreint à tracer les coupes passant par les diverses "Kalaats" on peut remarquer qu'elles se situent normalement sur des courbes régulières convexes, sans qu'aucune ne soit jamais décalée d'une façon sensible vers le bas ou vers le haut. Elles appartiennent donc bien à une structure bombée et ce sont des buttes-témoins d'un anticlinal coffré érodé.

Certaines paraissent posées sur de maigres structures synclinales locales, mais nous pensons que ces structures résultent de phénomènes indépendants du fait tectonique fondamental, c'est-à-dire que le plissement de couverture a créé un anticlinal surbaissé que l'érosion a postérieurement débité. Les réactions tectoniques postérieures ont moulé autour de ces lambeaux des structures synclinales élémentaires par giclage des argiles santoniennes dans les brèches ouvertes par l'érosion à travers l'ensemble compact ABIOD-METLAOUI.

Ces brèches sont occupées par toute une série d'oueds dont le cours est perpendiculaire à la direction générale du pli, et qui

s'écoulent vers le Sers à travers le synclinal d'Ellès, ou vers la Siliana.

e) Phases tectoniques

Cette bande anticlinale met en évidence un fait essentiel : l'Eocène à faciès "calcaires blancs à Nummulites" repose tantôt sur une série complète du Sénonien (au SW) tantôt directement sur le Santonien (au SE). Qui plus est, l'Eocène moyen recouvre soit les calcaires de l'Eocène inférieur, soit directement le Santonien comm dans les environs de Maktar.

Il y a donc eu des phénomènes de tectonique sensibles depuis le Campanien, mais c'est après le dépôt des calcaires à Nummulites que ces manifestations prennent une importance plus précise.

Après une phase de régression synorogénique au Lutétien, la mer de l'Eocène moyen revient sur une plate-forme perturbée par des bombements, des failles ou des flexures.

f) Morphologie

Sur les anticlinaux, comme le Djebel Mansour l'a montré, les formes d'érosion sont moins nettes que dans les synclinaux plus aptes à conserver sur leurs flancs les traces d'anciens niveaux d'érosion. Dans le pays de Maktar, très plat, les conditions climatiques ont peu varié et les formes sont moins différenciées qu'ailleurs. L'altitude est responsable de cet aspect car Maktar, situé à près de 1.000 m, possède un climat froid en hiver qui ne diffère des climats "pluviaux" que par des précipitations plus faibles ou moins nombreuses.

Deux glacis seulement sont bien caractérisés :

- un glacis récent, essentiellement d'érosion, avec pellicule irrégulière d'alluvions. Une croûte peu consolidée le recouvre souvent (SW de la Kessera).

- un glacis ancien caractérisé par des épandages de blocs plus particulièrement épais dans les points bas.

Au Sud de Maktar ce glacis se raccorde à un lac qui a fourni un matériel exceptionnel de pisolithes géants (jusqu'à 15 cm de diamètre) qui évoquent les "algua balls" d'Australie et les formations analogues du Danien de Provence et du Languedoc.

Ce lac, dont la cote de situe au voisinage de 920 m, implique un endoréisme plus important que celui qui règne actuellement. La tectonique récente en provoquant l'enfoncement du synclinal de l'Ousafa et l'affaissement du fossé de Siliana a permis aux oueds exoréiques d'attaquer fortement le domaine endoréique, en gagnant progressivement du terrain à partir du Nord. La Garaet des Oulad Rhezam joue le rôle de témoin isolé de cet endoréisme ancien. Le lac de Maktar au contraire fut capté depuis longtemps et constitue un niveau perché de 60-70 m au-dessus de l'Oued Mehram, affluent de l'Ousafa.

g) Colluvions

La nature argileuse de certains terrains facilite leur transport sans que la roche soit beaucoup transformée. Il est alors difficile de délimiter ce qui revient au terrain en place et ce qui a subi un déplacement notable. Des contacts apparemment anormaux sont ainsi créés. Par exemple, au SE du Kef el Nmaïria l'écaillage de l'Eocène à Nummulites a été colmaté par des colluvions de marnes jaunes priaboniennes et tous les blocs de calcaire sont enveloppés de ces marnes, soit qu'elles soient en place par dessus, soit qu'elles aient été transportées et déposées dans les intervalles qui marquent les cassures entre les panneaux d'Eocène.

C. SOUS-ZONE DU DELTA DE LA MEDJERDA A TADJEROUINE

I. - Le delta de la Medjerda

Le bassin de la basse Medjerda est un paysage d'évolution récente (J. PIMIENTA, 1953 et 1959). Il est limité, au Sud, par trois dômes soit, d'Est en Ouest : le Djebel Naheli, le Djebel Ahmar et le Djebel Mziane. Au Nord, la plaine est bordée par la retombée des anticlinaux villafranchiens des bassins mio-pliocènes de Raf-Raf, Kéchabta, Sidi Mansour, Les Salines (J.F. PUROLLET et D. [illegible], 1949, P.F. PUROLLET, 1951 et J. PIMIENTA, 1959).

Au contact même de la plaine, cette limite nord est constituée par un monoclinal très simple qui forme en particulier la crêt des grès pliocènes de Porto Farina. Le Villafranchien encroûté plonge régulièrement vers le Sud, et le raccord se fait par un glacis concave dont la partie supérieure est constituée par des limons rouges soltaniens, recouverts un peu plus bas par les alluvions utiquiennes de la Medjerda : ces dernières occupent pratiquement toute la surface du delta. La seule exception correspond aux deux petits anticlinaux à matériel pliocène qui isolent vers le Nord une portion de la basse vallée comprenant le domaine d'Utique, la lagune de Porto Farina et la partie distale active du delta : ce sont le Menzel Roul et le petit horst de Galaat el Andleuss.

Le Djebel Menzel Roul relaie vers l'Est le Djebel Douimiss : c'est un anticlinal dissymétrique où n'affleurent que les grès oligocènes, l'érosion n'ayant pas atteint les marnes plaisanciennes de Raf-Raf.

Le horst de Galaat el Andleuss est un anticlinal pincé, maigre et allongé, limité à l'Est par une faille.

Sur la surface de la plaine, un complexe de collines a attiré depuis longtemps l'attention des géologues : ces collines de Protville enveloppent une dépression mise en valeur par le domaine de Saint-Victor. Nous avons pu démontrer que cet ensemble résulte de phénomènes éoliens particuliers : il s'agit d'un bourrelet argileux complémentaire d'une lagune intermittente occupant, il y a plus de 2.000 ans, l'emplacement de l'actuelle Garaet el Mabtouha. Cette garaet, qui sert encore souvent de déversoir de crue à la Medjerda, manifeste, plus particulièrement sur son bord occidental une poursuite actuelle de la subsidence : la limite rectiligne des djebels Besbessia et Douiniss résulte probablement d'une flexure active.

Les sondages ont permis de mettre en évidence plusieurs niveaux anciens à coquilles marines, enfouis sous la plaine. L'un des plus constants se situe à une cote qui ne dépasse pas deux mètres ; il s'agit certainement d'un niveau flandrien, ce qui exclut toute subsidence importante depuis cette dernière récurrence marine.

Ces basses plaines ont été crées récemment, dans des golfes peu profonds, par l'alluvionnement de la Medjerda qui se trouva renforcé depuis le début de l'époque historique par l'érosion anthropique.

Un sondage de la SEREPT, à 2 km au SE de Protville a montré que la série néogène atteint près de 2.000 m ; elle a mis en évidence des bancs de sel, accompagné d'un peu d'anhydrite, qui correspondent au faciès salin du Miocène que P.F. BUROLLET a décrit dans le massif du Kéchabta. Il existe donc une fosse NE-SW, parallèle aux accidents du Djebel Ahmar. Le lit n° 1 de la Medjerda se trouvait ainsi en position adaptée, dans l'axe de cette fosse.

L'attribution du niveau marin de 2 m au Flandrien et l'origine éolienne des collines de Protville suppriment deux des arguments qui conduisaient J. PIMIENTA à admettre que la basse Medjer-

da était le siège de plissements très récents.

II. - Le Djebel Ahmar

Le Djebel Ahmar (cote 328) est un demi dôme situé au NW de Tunis. Une cassure injectée de Trias le limite au N. Du flanc NW ne subsiste qu'une barre jurassique, parallèle à la faille. Au-dessus les assises néocomiennes (marnes, quartzites et calcaires) de Sidi Tabet plongent sous la plaine de la Medjerda. Le demi dôme est situé de l'autre côté de l'accident principal. Il montre des assises allant du Barrémien à l'Eocène supérieur, mais toute sa bordure méridionale est empâtée par des formations pliocènes et quaternaires, de sorte que les affleurements visibles ne dépassent pas en général le calcaire campanien. C'est seulement grâce à un petit plissement en gouttière de son plan SW que l'on peut observer la partie supérieure de la série, du Maestrichtien à l'Eocène.

La nature jurassique de l'arête du dôme n'a été prouvée que récemment par les études micropaléontologiques de P. MACOUIN. Rappelons que c'est au Djebel Ahmar qu'a été découverte par F. AUBERT la première faune d'Oursins du Sénonien des environs de Tunis.

III. - Le Djebel Maïana

Le Djebel Maïana est situé au N du lit actuel de la Medjerda, entre les villes de Tebourba et de Djedeida, et au S d'un ancien lit de la Medjerda qui se jetait alors à l'emplacement de l'actuelle lagune de l'Ariana. C'est un dôme fortement érodé où n'affleurent que des formations du Crétacé inférieur ; c'est seulement de l'autre côté de cet ancien lit que l'on trouve, sur le flanc du diapir du Baouala, une série de rides correspondant à la partie supérieure de la série crétacée. Une lame de gypse rebrousse les couches du Néocomien à la verticale : elle a une direction NS et af-

fleure dans l'axe du dôme, au N de Tebourba ; elle est accompagnée d'une mylonite où sont représentées toutes les roches qu'on rencontre habituellement dans la série triasique.

Les djebels Ahmar et Maïana paraissent appartenir à un même alignement. Ils constituent en quelque sorte un seuil marqué par un accident de part et d'autre duquel ils seraient placés. Alors que l'abaissement s'est produit au NW, dans le cas du Djebel Ahmar, avec la subsidence de la partie méridionale du delta de la Medjerda, c'est au Sud du Djebel Maïana qu'un affaissement se serait réalisé, qui correspondrait à la vallée de la Medjerda entre Tebourba et Medjez el Bab.

Toute la rive droite de la Medjerda est colmatée par des formations mio-pliocènes d'origine continentale qui se raccordent au bassin de la Manouba (J. PIMIENTA 1959). Il n'est pas possible actuellement de débrouiller la structure profonde de cette région.

IV. - La région du Goubellat et le Djebel Rihane

Nous décrirons les limites de la plaine du Goubellat lorsque nous étudierons le passage de l'accident T_3 au niveau du Djebel Strassif, car c'est cet accident lui-même qui limite la plaine au SE.

Les collines situées au N de Goubellat et plus encore, celles situées au S de la plaine et qui forment le massif du Rihane, sont caractérisées par des structures NW-SE. Le Rihane constitue ainsi une structure transverse massive qui culmine à 720 m, soit à 550 m au-dessus des deux plaines qui la bordent. Il est limité des deux côtés par des failles et apparaît ainsi comme un véritable horst qui, au milieu d'un pays à dominance tertiaire, fait affleurer une série très épaisse allant du Barrémien à l'Eocène calcaire qui encapuchonne le sommet. La description du fossé d'El Aroussa permet-

tra de préciser le tracé et le rejet de la faille méridionale.

V. - L'anticlinorium El Aksabe-Ebba Ksour-Djerissa.

De Gafour à Djerissa s'étent une bande anticlinale d'une ampleur exceptionnelle : elle mesure 15 km de large et s'allonge sur 90 km.

Cet anticlinorium est constitué par deux systèmes de longueur voisines (sensiblement 20 km) séparés par le fossé du Sers qui interrompt cet alignement pendant 10 km.

1. Le système de Gafour-El Aksabe

Le synclinal de l'Oued er Rmil occupe une position transverse par rapport aux autres plissements. Dans sa partie SW, les affleurements des calcaires de l'ABIOD du Djebel el Bey et du Fedj et Tekouk ont encore une direction rectiligne NW-SE parallèle à un faisceau de failles qui accélèrent l'abaissement d'axe du périclinal NE du système de Gafour. En fait, le synclinal du Rmil, fortement abaissé par rapport aux structures environnantes fait partie du fossé d'El Aroussa. Aussi on peut admettre que le système anticlinal de Gafour-El Aksabe débute sensiblement avec le parallèle de Gafour, c'est-à-dire avec les affleurements campaniens du Tekou et les affleurements éocènes des Djebels Amrane et Mazaïna.

En raison du coffrage de cet anticlinorium sur ses deux flanc et de la faille principale qui l'interrompt au S, au niveau du fossé du Sers, la presque totalité des affleurements appartient à la série de l'ALEG. On constate alors qu'il y a là environ 600 km2 de Santonien, si l'on ne tient pas compte des colluvions et des croûtes quaternaires qui couvrent plus de la moitié de cette surface.

Or nous savons que la formation ALEG est formée surtout par des argiles et par des marnes. Seul un banc important de calcaires

s'individualise dans la partie moyenne de cette séquence : c'est le "calcaire intermédiaire" ou calcaire moyen de l'ALEG (C_b^7). Placé entre deux séries plastiques épaisses de plusieurs centaines de mètres, il ne pouvait pas demeurer compétent et s'est complètement disloqué, ce qui rend particulièrement fastidieux le lever de la carte. L'axe du système s'élève régulièrement vers le Sud : c'est ainsi que le "calcaire intermédiaire" apparaît pour la première fois au Bled Tajera, à une cote voisine de 400 m. Il culmine 30 km au S, sur la feuille de SILIANA dans l'anticlinal des Oulad Jouine, à une cote de l'ordre de 650 m ; il s'enfonce brusquement au niveau des failles qui annoncent le fossé du Sers.

2. Le système Ebba Ksour-Djérissa

Dans cette région l'érosion n'a pas complètement déblayé la voûte de l'anticlinorium : la couverture campanienne est presque toujours conservée et l'Eocène lui-même affleure sur plus de 150 km2, au S de Ksour. C'est lui aussi qui constitue la remarquable butte témoin du Djebel Ebba, une des plus belles tables calcaires de la Tunisie. L'axe du système s'élève ensuite rapidement vers le S et vient culminer au dôme de Djerissa dont le coeur est occupé par une lentille de calcaires aptiens, sous faciès SERDJ, de plus de 200 m d'épaisseur, avec des phénomènes de substitution en oligiste, goethite et stilpnosidérite.

Cet anticlinal se poursuit d'ailleurs de l'autre côté du fossé de Kalaa Djerda, depuis l'affleurement de calcaires aptiens du Koudiat el Hafna jusqu'au fossé de Tébessa.

VI. - Conclusions relatives à l'ensemble des deux sous-zones Tunis-Souk el Djema et Delta de la Medjerda-Tadjérouine

1. Au N des fossés de El Aroussa et de Pont du Fahs, la série est beaucoup plus mince et la mosaïque du socle est aussi plus com-

plexe. Ces deux faits entraînent des complications structurales importantes qui permettent en particulier à des noyaux de Jurassique d'apparaître en lames éjectives dans la sous-zone orientale. A l'W ce sont des masses de Barrémien qui apparaissent de façon incohérente comme à Massicault ou au Djebel Maïana.

2. Au S de ces mêmes fossés, les choses sont beaucoup plus simples. Le panneau occidental par exemple constitue à lui seul un même anticlinal qui n'est que légèrement coffré sur ses deux bords parallèles. La couverture du panneau oriental est un peu plus compliquée: la série s'amincit dans la partie supérieure au niveau surtout de l'Eocène inférieur qui tend à manquer tout à l'E. En général, la largeur totale de ce compartiment qui est de l'ordre de 25 km, ne comprend que deux synclinaux séparés par un anticlinal (consulter pour exemple les feuilles au 1/50.000e de DJEBEL MANSOUR ou de MAKTAR).

3. Les seuls accidents importants sont des cassures transverses qui limitent les fossés, auxquelles il faut ajouter l'accident principal (T_3) qui sert de limite structurale aux deux sous-zones.

4. Le caractère commun à ces deux sous-zones et qui est probablement essentiel dans l'histoire paléogéographique est l'absence totale, sur toute cette région, de formations marines d'origine miocène. On a donc une région limitée par deux lignes parallèles distantes de 50 km. L'extension longitudinale qui se fait dans le sens SW-NE a une amplitude de l'ordre de 250 km.

Cet ensemble très particulier, autochtone, à plis de revêtement, sans Miocène marin est la zone type des fossés d'effondrement quaternaire. C'est elle qui fournit les 4 systèmes de ? fossés que nous étudierons dans un paragraphe prochain.

D. L'ACCIDENT TUNIS-ELLES (accident T_3)

I. - L'Argoub Sidi Smir et les collines du Sedjoumi

Le panorama sud de la Sebkha Sedjoumi est composé par un ensemble de collines d'architecture complexe. Une première auréole enveloppe la sebkha comme un amphithéatre : c'est le monoclinal du Djebel Sidi Salah. La corniche est soutenue par les calcaires blancs de l'ABIOD, car l'Eocène est ici très mince et ne dessine qu'une maigre crête, légèrement en contrebas de la cuesta maestrichtienne. Bordj Chakir est construit sur le seul affleurement oligocène. Au N, la barre sénonienne est décallée par des cassures EW, puis tous les affleurements s'ennoient sous les formations continentales mio-pliocènes. A l'E, le bassin sédimentaire de la Mornaghia est colmaté par des formations quaternaires et en particulier par des dunes d'argile. Quelques buttes limitent cette plaine : elles sont faites d'un complexe bariolé gréso-gypseux attribué au Trias (collines de Bahrane). Le coeur de la structure est l'Argoub Sidi Smir que M. SOLIGNAC considérait comme un lambeau de recouvrement, en superposition anormale sur le Gargasien et sur le Barrémien. "Le charriage auquel est dû le lambeau de l'Argoub Sidi Smir serait de l'ordre de 30 km". On peut d'abord remarquer qu'il est bien curieux que ce lambeau se situe exactement au "top" de la structure. Le fait qu'il existe au centre de ce lambeau de Trias plastique un paquet, dont la géométrie correspond à une cuvette, a pu prêter à confusion au cours d'un examen rapide. J'ai parcouru cette colline en tous sens et suis parvenu aux conclusions suivantes :

- le Barrémien ou l'Aptien, bien datés par des fossiles, occupent toute la partie orientale du piton et les couches correspondantes se relèvent progressivement lorsqu'on approche du Trias. Il est de même pour le Vraconien du flanc oriental ;

- le Trias montre à sa partie supérieure un "cap-rock" à élé-

ments de dolomie grise, de gypse et de cargneules jaunes. Sur tout le pourtour cette brèche est en pente forte vers l'extérieur du lambeau de Trias : elle est franchement verticale sur les bords N et E où elle plonge sous le Barrémien.

L'Argoub Sidi Smir apparaît ainsi comme un excellent exemple de coeur anticlinal diapir.

Vers le NW, tous les affleurements sont brusquement interrompus par la plaine quaternaire de la Mornaghia. Un petit sondage de recherche d'eau fait sur le domaine de l'Henchir Hameina a rencontré, sous une vingtaine de mètres d'alluvions récentes, un calcaire de type ABIOD. Le dôme du Mergueb est donc faillé sur son bord NW : l'accident a un rejet qui se chiffre par plusieurs centaines de mètres. A l'E du piton triasique s'ordonne une série de collines suivant une direction NW-SE qui implique une contrainte locale NE-SW, presque normale aux plissements habituels. M. SOLIGNAC, qui admettait une lacune totale du Sénonien supérieur de cette région, était conduit à multiplier les affleurements éocènes puisqu'il devait noter comme tels tous les affleurements du calcaire de l'ABIOD. Plus précisément, l'Eocène se trouvant nécessairement, dans la plupart des cas, en position stratigraphique normale au-dessus des couches campaniennes, M. SOLIGNAC supposa l'existence d'écailles éocènes juxtaposées, alors que l'ensemble se résoud facilement en une série de plis coffrés parallèles, d'un style simplement jurassien. Tout l'Oligocène a été déblayé : seul le petit synclinal du Telt en Nsour témoigne de son existence. Au S, toutes ces collines sont limitées, au niveau de la plaine de l'Oued Chafrou, par une flexure rectiligne qui borde le Djebel Mergueb au S, coupe perpendiculairement le Cénomanien au droit de la Mechtat Choubane et les calcaires éocènes au voisinage de Sidi Feredj. Cette flexure correspond à la direction de nombreuses cassures anciennes qui ont rejoué dans la phase de détente en induisant des affaissements générateurs de bassins quaternai-

res importants.

II. - Le Djebel ez Zebbas et le Djebel Aouinet [fig.18 et 19]

Le Djebel ez Zebbas constitue le flanc SE fortement redressé et aminci, parfois même légèrement déversé, de l'anticlinal. L'axe de la structure est injecté par une bande continue de gypse dont l'épaisseur moyenne ne dépasse pas 2 m. Ces gypses recoupent un vaste affleurement d'argiles et de marnes aptiennes fossilifères ; une lentille d'alternances, comprenant des calcaires bleus et des marnes vert-olive, marque la présence d'un lambeau de Barrémien correspondant aux couches (g) de la série orientale du Djebel Oust. L'ensemble des affleurements visibles, de la base de l'Aptien jusqu'au sommet du calcaire éocène, ne dépasse pas 700 m, ce qui ne représente que le tiers de la puissance de la série homologue du Djebel Oust.

Le Djebel Aouinet forme le flanc NW de l'anticlinal ; deux caractères remarquables en soulignent l'originalité :

1. L'Eocène possède un faciès détritique, avec de petits galets siliceux dans la zone glauconieuse de la base. Il est fortement discordant sur les marnes de la formation ALEG (Santonien supérieur).

2. De nombreux replis écaillent la série du Crétacé supérieur à l'Eocène. C'est ainsi que l'on retrouve trois fois de l'Eocène sous un pendage sensiblement constant. Une couche EW fournit la succession suivante :

- un Eocène détritique fait de calcaires sableux et petits galets, reposant sur du Santonien supérieur marneux de la zone à Globotruncana concavata avec une discordance angulaire de 40° ;
- un lambeau de Paléocène pincé entre l'Eocène précédent et une écaille qui lui est superposée ;
- une écaille comprenant un Maestrichtien glauconieux surmonté

Fig. 18 Carte géologique des djebels AOUINET et ZEBBAS.

1 - Trias,
2 - Albo-aptien,
3 - Cénomanien et Turonien,
4 - Coniacien et Santonien inférieur,
5 - Formation ALEG (marnes),
6 - Formation ABIOD (calcaires),
7 - Eocène inférieur calcaire,
8 - Eocène supérieur marneux,
9 - Oligocène,
10 - Quaternaire.

Fig. 19 Coupe du Djebel ZEBBAS.

Fig. 20 Glissement de l'Oligocène sur le flanc nord du diapir du MORABA.

1 - Trias,
2 - Crétacé supérieur,
3 - Eocène calcaire,
4 - Oligocène (alternances d'argiles et de grès),
5 - Quaternaire.

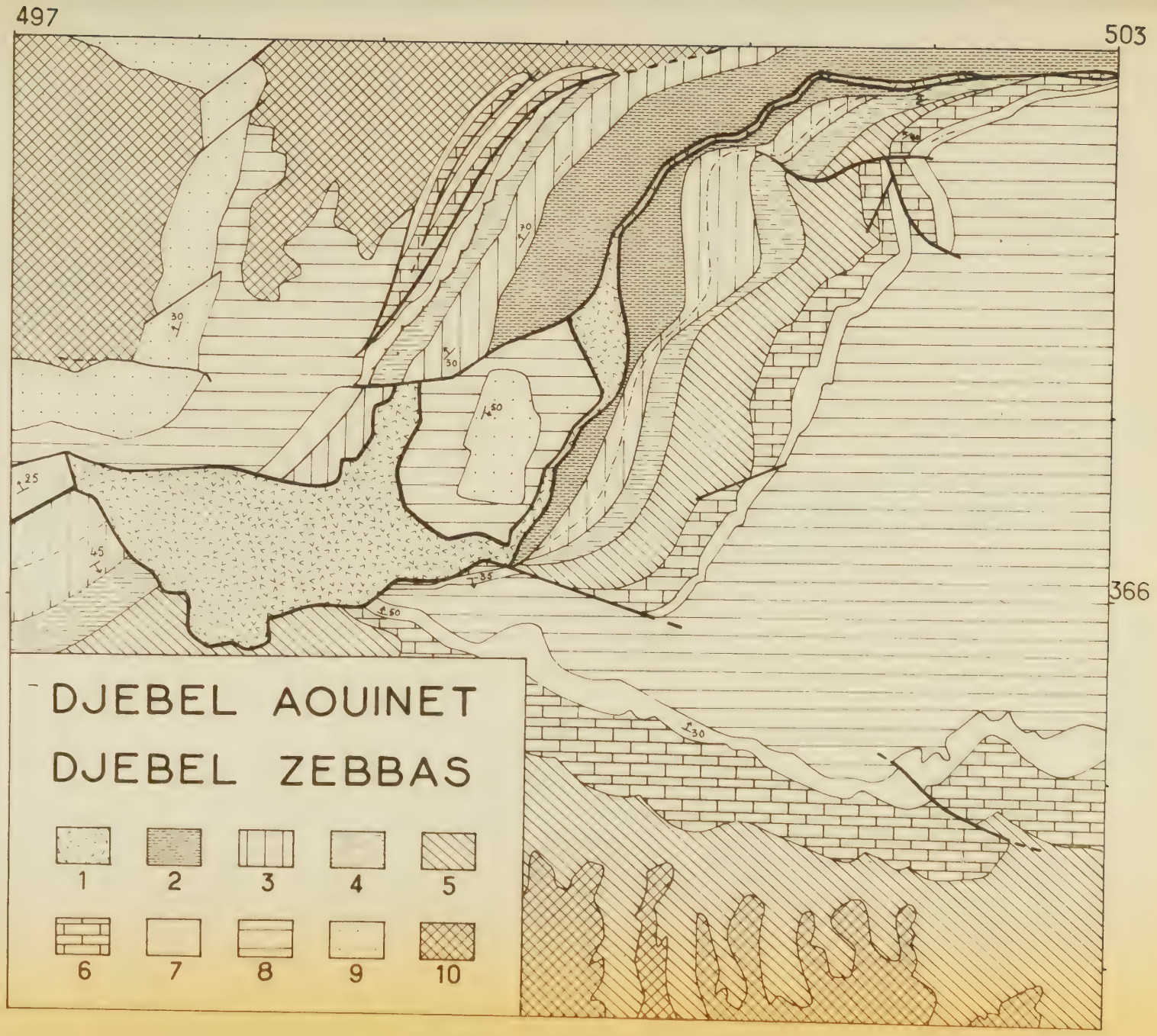


Fig.18

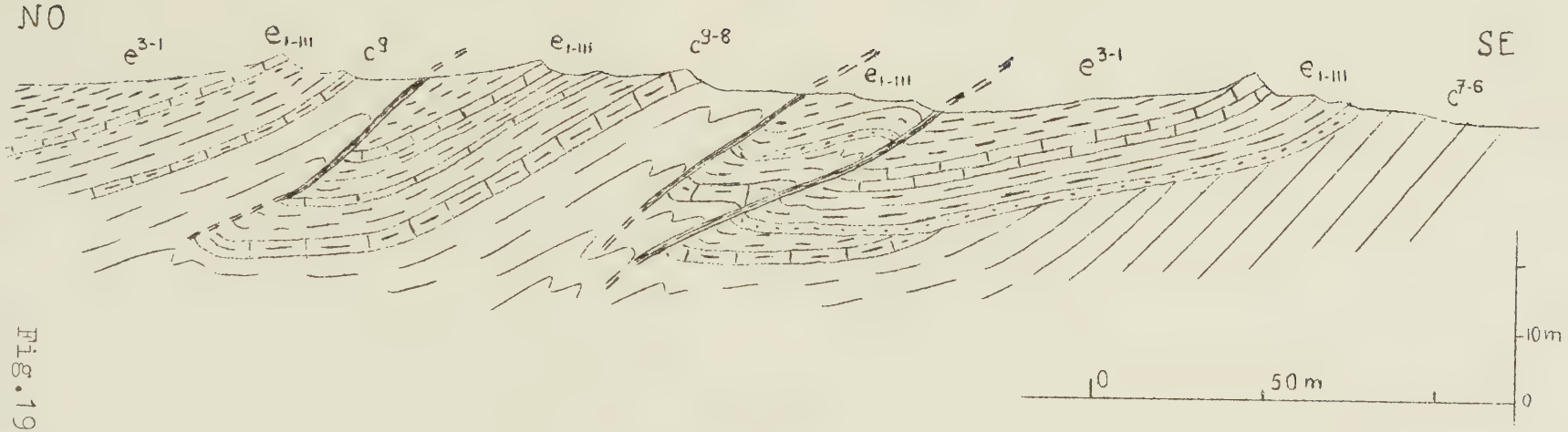
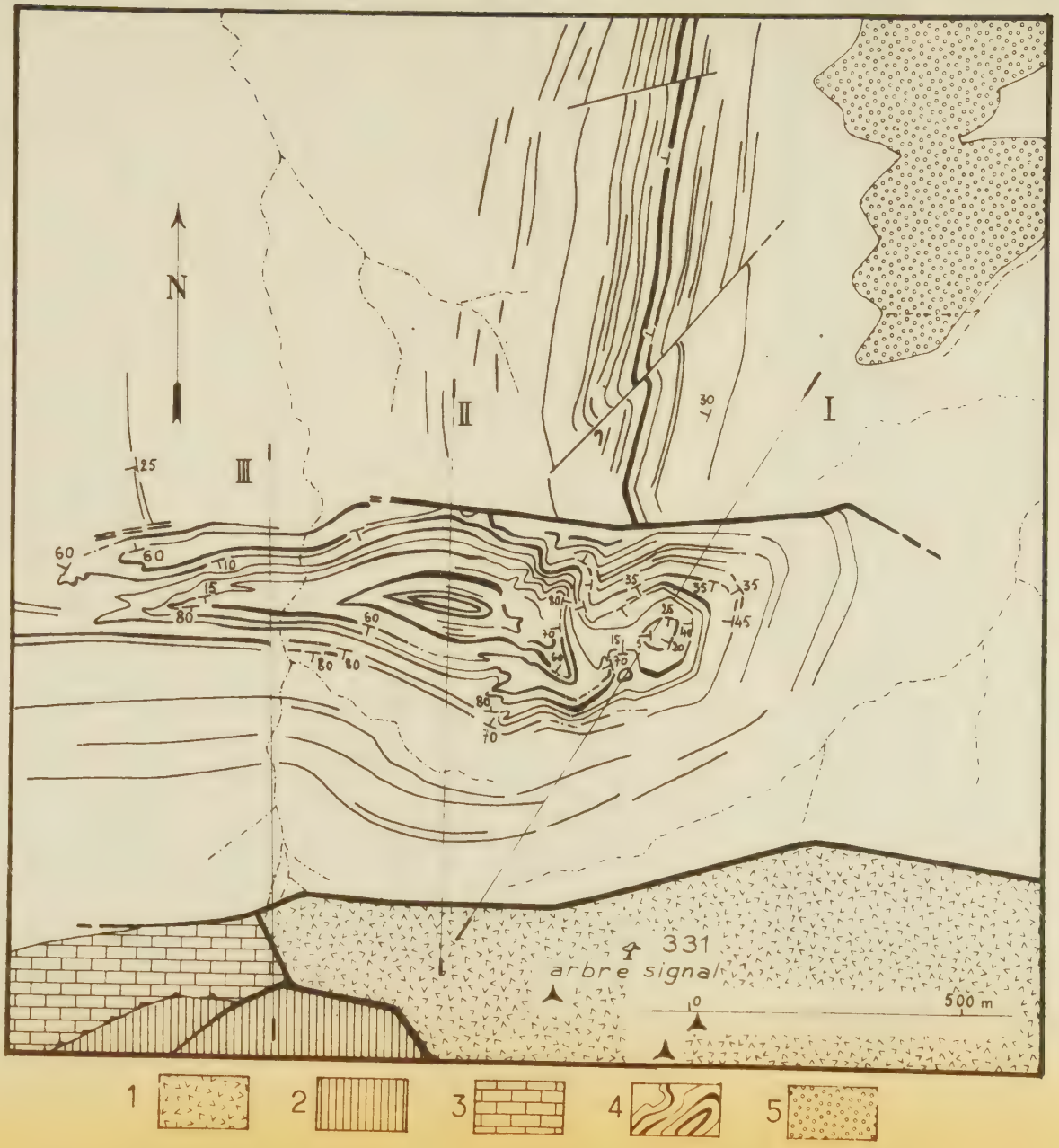


Fig. 19

Fig. 20 DJEBEL MORABA



par un affleurement d'Eocène phosphaté (base du calcaire METLAOUI);

- une dernière écaille faite de Maestrichtien mince, mais sous son faciès normal de calcaires blancs crayeux sublithographiques, surmonté d'un Eocène calcaire dont il est séparé par les marnes noires habituelles qui manquaient dans l'écaille précédente.

On a ainsi la preuve d'une orogenèse locale maestrichtienne puisque l'Eocène est transgressif et discordant sur le Santonien et que d'autre part le Maestrichtien est constitué par des dépôts de mer peu profonde, comme l'indique son faciès glauconieux.

III. - Bir el Afou

Le centre du pli diapir y prend une plus grande étendue avec le complexe gypso-gréso-marneux habituel, accompagné de ses brèches dolomitiques. L'érosion avec entonnoirs de dissolution y est caractéristique. Sur ces gypses, un lambeau de marnes jaunes de la formation SOUAR et de grès oligocène affecte la forme d'un synclinal perché qui marque la trace de la transgression priabonienne sur un diapir déjà bien marqué à l'Eocène. On sait que les diapirs tunisiens se formèrent très tôt, certainement bien avant l'Eocène : on trouve couramment, au voisinage des plis diapirs, des couches éocènes minces et détritiques, riches en quartz bipyramidés remaniés.

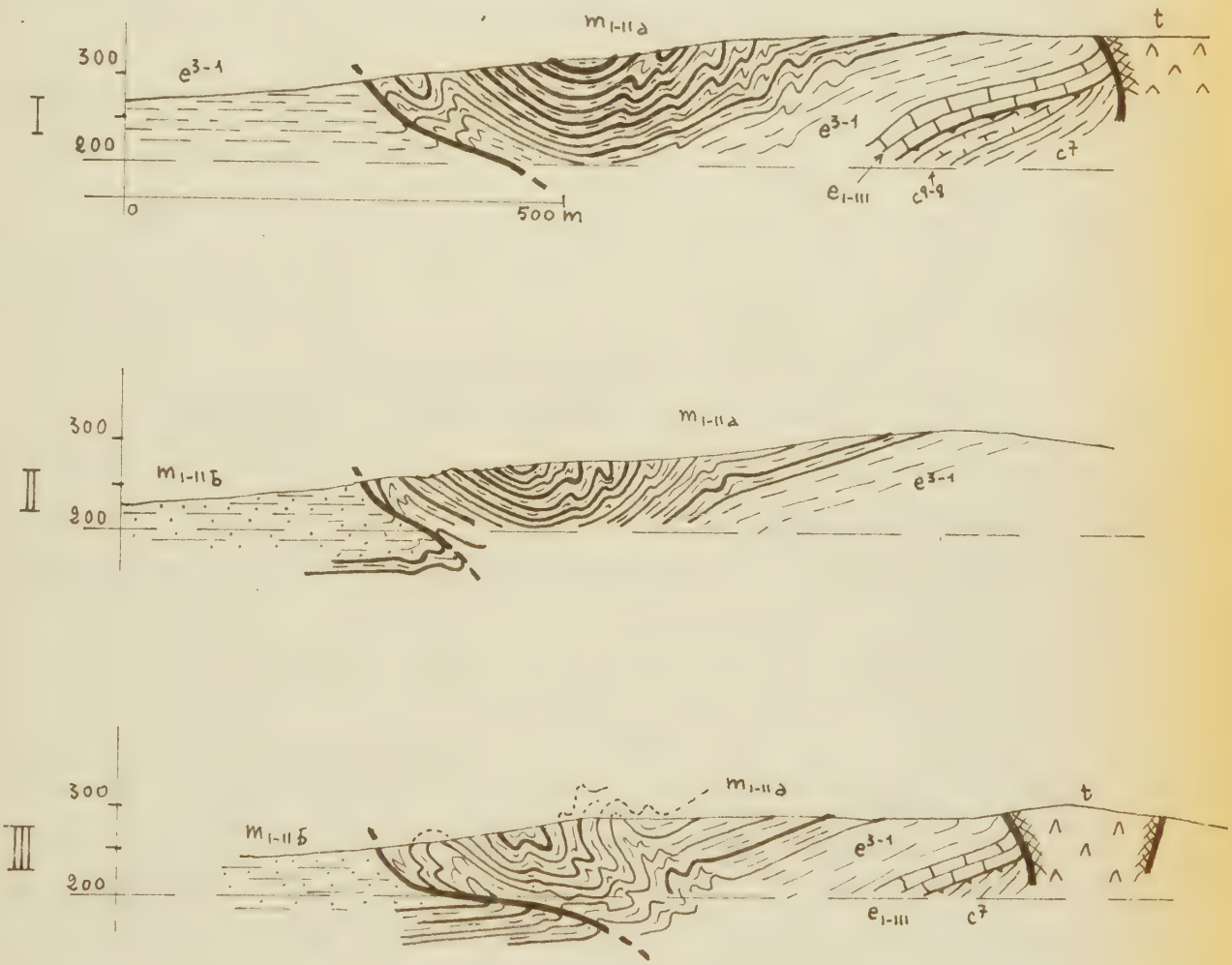
La limite SW de ce diapir se confond sensiblement avec le petit ravin dans lequel est creusé le Bir el Afou. La coupe fournie par le ravin montre un anticlinal crétacé à axe vraconien, légèrement décalé vers le NW, par rapport à l'axe du Djebel ez Zebbas : il est faillé au N et l'on peut voir un contact Vraconien-Santonien supérieur. L'Eocène, comme au Djebel el Aouinet, vient en discordance sur ce Santonien et présente aussi un faciès détritique de base à petits galets.

IV. - Djebel Moraba [fig.20 et 21]

Il est constitué surtout par les affleurements de l'Oligocène gréseux dont la direction est sensiblement EW. Le raccord avec les alignements réguliers de direction NS de Sidi el Arbi est très complexe. De nombreux replis affectent cette masse plastique, faite d'alternances de grès et de marnes rappelant un faciès flysch. Si les alternances se sont fortement plissées, l'ensemble du synclinal n'en a pas moins opposé une forte inertie à cette poussée venue du SW. Nous retrouvons ainsi un aspect tectonique caractéristique des paysages structuraux qui bordent l'accident (T_3).

L'allure générale de l'accident fait penser à une contrainte principale WE se manifestant à partir d'un accident du socle, dans une couverture épaisse et sous la forme d'un pli diapir présentant une légère tendance au déversement vers l'E. Certains aspects du complexe transgressif s'expliquent facilement par une telle poussée dirigée perpendiculairement à l'accident principal : la déchirure du synclinal du Sba, au niveau de Sidi Ahmed el Lili, cadre bien avec cette hypothèse.

Mais toute une série de faits implique l'existence d'un champ de contraintes agissant dans des sens différents, compris entre les directions NS et N30°W-S30°E. On peut citer les replis, évoqués tout à l'heure, du flysch du Moraba, mais aussi le pli sigmoïde du Djebel ez Zebbas, ainsi que, plus à l'E, l'écaille de la cote 239 qui redouble la série Campanien-Eocène. Un argument supplémentaire est fourni par le pincement du synclinal du Sba qui prend un aspect rectiligne de direction E 25° N - W 25° S, comme s'il était poussé en avant des affleurements cénomaniens et emschériens des Djebels Ramdane et El Ahmar. Enfin la disposition en arc double des gypses évoque également l'intervention de telles forces.


I
300
200
0
500 m
$m_{I-II a}$
e^{3-1}
e^{3-1}
t
c^{7}
e_{I-III}
c^{9-8}
II
300
200
$m_{I-II a}$
$m_{I-II b}$
e^{3-1}
III
300
200
$m_{I-II a}$
$m_{I-II b}$
e^{3-1}
t
e_{I-III}
c^{7}

En 1957, dans la notice de la feuille de BIR M'CHERGA, nous les avons attribués à des phénomènes de réajustement postérieurs à la phase paroxysmale de l'orogenèse responsable des grands alignements NE-SW, c'est-à-dire à l'écoulement du flanc occidental du Djebel Oust, les couches dures supérieures étant libérées de toute contrainte interne par l'érosion des voûtes. L'axe anticlinal diapir joua le rôle de butoir et c'est là que les perturbations locales furent maximales avec des chevauchements de petite envergure et un amincissement tectonique des couches.

Mais nous pouvons envisager maintenant le problème sous un jour nouveau, car nous prouverons que, dans la région de Siliana, l'accident principal est le fait d'un cisaillement dont l'ampleur sera mesurée au cours de l'étude des fossés quaternaires.

L'existence d'un mouvement relatif de deux panneaux de socle, le long de l'accident principal, clarifie tous les aspects aberrants de la tectonique locale : la couverture sédimentaire, par suite de son inertie, n'a encaissé que des déformations ménagées.

V. - La bordure orientale de la plaine du Goubellat

La plaine du Goubellat est occupée par des formations quaternaires où dominent les limons rouges soltaniens sur croûte blanche. Vers le S, c'est-à-dire dans la partie de la plaine qui se situe sur la feuille de BOU ARADA, les limons font place, dans la partie haute du glacis, à la croûte elle-même, dégagée par l'érosion : les oueds se sont entaillés dans celle-ci et ses témoins apparaissent alors comme des lambeaux de terrasse alors qu'en aval elle est recouverte par les apports récents de l'Oued el Hamar.

Cette plaine est limitée de deux côtés par des accidents saillants :

- au NE un faisceau de failles coupe la terminaison périsynclinale de Ksar Tyr, dont les affleurements oligocènes sont fortement perturbés dans la région de Basinet el Krebina ;

- à l'E une grande faille sert de limite à la plaine. Elle borde le Djebel Strassif et le complexe des collines de l'Argoub Sellah

1. La bordure NE de la plaine.

Au SE des affleurements oligocènes de la Basinet el Krebina se situent trois collines qui correspondent toutes aux mêmes formations (ABIOD, EL HARIA, METLAOUI). La direction des couches est W 30° S - E 30° N, alors que les points culminants de ces trois paquets sont disposés suivant une direction NS. Ces collines sont le Djebel Ressif mta el Krebina (204 m), le Krour el Hallouch (222 m) et le Rouguib et Touaïl (266m). Le premier appartient au monoclinal de Ksar Tyr et les deux suivants sont décalés par rapport à lui.

Deux failles parallèles de direction W35°N-E35°S sont responsables de ces décalages dont l'ampleur, dans chaque cas est de l'ordre de 1 km. Comme il ne peut s'agir que de déchirures, il faut pour les expliquer admettre une composante de cisaillement orthogonale à ces failles, c'est-à-dire pratiquement parallèle aux directions des affleurements.

2. Le Djebel Strassif

Il s'agit, en gros, d'un monoclinal à pendage SE, constitué presque entièrement par des formations néonummulitiques (SOUAR et FORTUN Dans sa partie nord il est en contact direct et à angle droit avec des couches du Crétacé moyen (direction NS, pendage W). Au S de Sidi Aïssa (cote 206), la faille principale constitue pratiquement la limite de la plaine : quelques petits lambeaux d'Eocène calcaire sont laminés dans le flanc sud.

Le flanc nord n'est visible qu'en deux points, plus particuliè-

rement à la Hamadet el Kerakib, où du Barrémien et de l'Aptien chevauchent de l'Eocène et du Priabonien.

Le monoclinal des grès oligocènes s'enfonce sous une cuvette remplie de formations continentales mio-pliocènes. Le point bas de la cuvette forme bassin endoréique, avec une série de sebkha, dont la plus active est la Sebkha Sidi Djabeur.

Au niveau de la route Pont du Fahs - Goubellat, un seuil totalement encroûté cache le passage de l'accident principal. Ce seuil se situe dans une zone plus fragile car il se place à la rencontre du grand accident qui limite au NE le fossé de Pont du Fahs.

3. Le complexe des collines de l'Argoub Sellah.

Au S de cette même route, un ensemble de collines basses culmine à l'Argoub Sellah (cote 267). L'architecture est en partie cachée par des croûtes récentes : on observe des lambeaux de formation comprises entre l'Albien et l'Eocène. L'aspect lenticulaire résulte d'amincissements. Plusieurs cassures déchirent ces affleurements, mais une grande faille, dans l'alignement de celle du Strassif, met en contact des grès oligocènes à pendage NW, avec des termes quelconques de la série précédente.

4. Les collines de Bijga

Les limons et les croûtes de la plaine interrompent les affleurements pendant 5 à 6 km. On se trouve alors aux abords du col de la route de Bou Arada (cote 290). Les collines de Bijga (ancienne Pisica) constituent un pédoncule qui relie le massif imposant du Djebel Rihane aux collines de l'Henchir Bou Ftis (ancienne Avitta Bibba).

La faille principale passe à l'W du Ragoubet Bijga entre le marabout de Sidi Boussetta et le marabout de Sidi bou Arara : elle sépare ici deux régions géologiques très différentes du point de vue

sédimentation. La série du Crétacé supérieur est beaucoup plus épaisse à l'W qu'à l'E, à tel point que, dans tout le pays d'Avitta Bibb la carte au 1/200.000e figure un Oligocène en contact direct avec l Sénonien marneux, alors qu'il nous a été possible en compagnie de M. GUIGON, de mettre en évidence :

- les couches de l'ABIOD, qui dessinent une crête en chevrons, car des petites failles décalent une série de petits affleurements, depuis la cote 236 sur la route de BOU ARADA, jusqu'à l'Argoub el Mehalla (303 m);

- l'Eocène calcaire qui n'est représenté que par un banc de 2 à 3 m, bien visible néanmoins à Lalla Fatma (275 m).

Les différences entre ces deux provinces géologiques se marquer encore, beaucoup plus bas dans la série. C'est ainsi que la faille correspond presque exactement à la zone d'épaississement de l'Albien ainsi qu'à l'apparition d'un faciès nouveau de celui-ci : une formation calcaire épaisse s'installe dans la partie supérieure de l'Albien, c'est-à-dire sous les plaquettes vraconiennes. C'est l'équivalent des calcaires qui ont été décrits par P.F. BUROLLET (1956, p.7 dans la région de Tadjérouine. Ces calcaires durs, à pâte fine, rappellent les calcaires massifs du Barrémien moyen du Djebel Oust.

VI. - L'anticlinal Batone el Zeraïb-Bled Tadjemout

La cuvette de l'Oued er Rmil chevauche le pays situé au SE. Le grand anticlinorium d'El Akhouat vient se perdre en sifflet dans la région de Bir bou Rekriss. Un repli sigmoïde le raccorde à l'anticlinal du Tadjemout. Très localement, sur le flanc du Djebel Zmala, les affleurements crétacés disparaissent complètement et les marnes noires de la formation EL HARIA chevauchent les marnes jaunes priaboniennes. L'axe anticlinal est relayé au N par celui du Bled Tadjemou dont la combe crève la série jusqu'à l'Aptien. Néanmoins le chevau-

chement se prolonge ici par une faille inverse qui longe le bord NW de l'anticlinal. Des plissements complexes de la dalle calcaire éocène témoignent de froissements des couches compétentes à l'avant de l'accident.

La série de l'anticlinal du Tadjemout est marquée par un amincissement du Sénonien à l'Eocène inférieur. On peut trouver là un exemple supplémentaire de la liaison constante qui unit lithogenèse et tectogenèse : au Sud, où la série est la même des deux côtés de l'accident, le rétrécissement tectonique a été absorbé par un chevauchement léger, mais plus au Nord, le paquet inerte de la série détritique du Rmil a induit le plissement de la série plus mince qui occupait l'emplacement du Bled Tadjemout.

VII. - La flexure de Siliana

La feuille au 1/50.000e de SILIANA est coupée en écharpe par une double série d'affleurements calcaires correspondant aux deux entités ABIOD et METLAOUI, c'est-à-dire à la double barre des calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur. Il s'agit de la retombée coffrée de l'anticlinal d'El Akhouat.

Les crêts qui figurent ces deux alignements sont séparés par une combe monoclinale, individualisée dans les argiles de la formation EL HARIA ; ils sont découpés en un très grand nombre d'éléments par des failles qui affectent en général simultanément les deux systèmes calcaires.

D'autres cassures, moins importantes n'intéressent que l'un ou l'autre des barres calcaires. Au N de Siliana, on rencontre même un faisceau d'accidents orthogonal au précédent, qui correspond à des phénomènes de tassement, dans l'axe du fossé.

Les conséquences géométriques des failles transverses principales sont plus nettes et plus constantes dans la barre calcaire de l'Eocène, car au niveau de l'ABIOD, la dysharmonie des marnes de

Fig.22 Flexure de SILIANA.

1 - Santonien inférieur,
2 - Santonien moyen,
3 - Formation ALEG,
4 - Campanien calcaire,
5 - Maestrichtien,
6 - Formation EL HARIA,
7 - Eocène calcaire,
8 - Eocène supérieur marneux,
9 - Quaternaire.

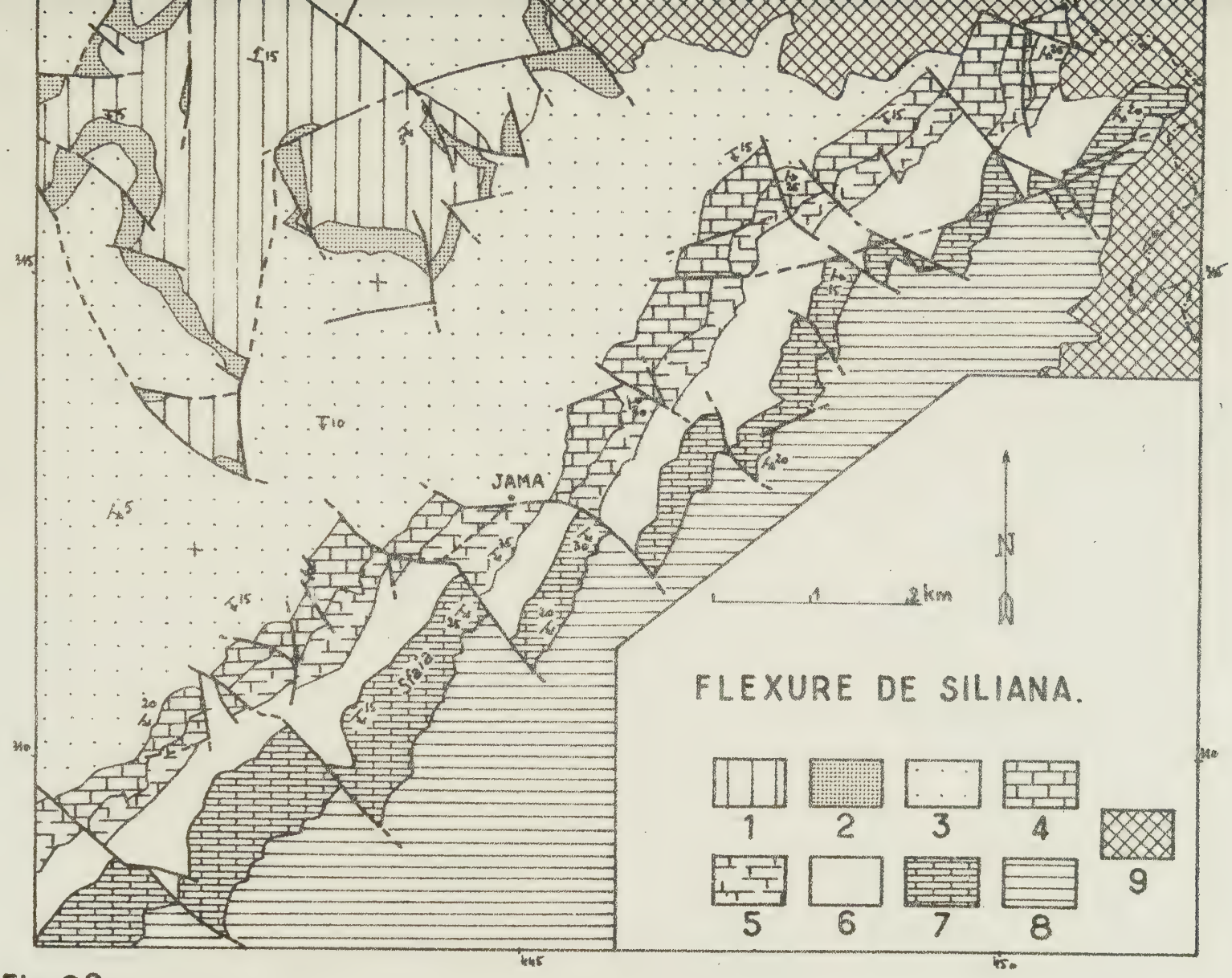


Fig.22

l'ALEG perturbe les contacts. [fig.22]

Si l'on considère la barre éocène, tous les accidents se comportent de la même façon. Prenons deux éléments contigus et la faille qui les sépare : au contact, l'élément nord est toujours décalé vers le SE, par rapport à l'élément sud. Qui plus est, ce décalage est dans tous les cas du même ordre de grandeur : il se situe au voisinage de 1 km. Ceci implique que la contrainte qui a donné naissance à des failles était constante sur toute la longueur des affleurements, c'est-à-dire sur plus de 25 km.

Cet aspect est typique des conséquences d'un cisaillement profond sur le flanc d'un anticlinal dont l'axe serait parallèle à la ligne de cisaillement. Si la couverture est restée ancrée sur le socle, le décrochement de ce dernier peut n'être que de l'ordre de 1 km à 1,5 km, mais si l'on admet que la couverture est suffisamment indépendante du socle, on peut concevoir que les déplacements mesurables en surface soient beaucoup plus faibles que les déplacements réels du socle. C'est pourquoi il ne sera jamais possible de chiffrer un déplacement du socle, d'affirmer qu'un tel déplacement s'est fait à telle ou telle époque, mais on est assuré que depuis l'Eocène moyen le déplacement horizontal du socle est supérieur à une valeur comprise entre 1 et 2 km.

Vers le S, l'accident T_3 est plus difficile à caractériser car il n'existe pas de travaux géologiques précis dans cette région.

Entre le fossé de Kalaa Djerda et le fossé de Rohia, l'accident (c) participe aussi à la disjonction des zones d'effondrement récentes. Il est difficile de débrouiller ce qui appartient à l'une ou à l'autre des deux accidents, dans cette région où ils se rejoignent.

Au SW de Thala, l'accident T_3 passerait par le synclinal du Bled Frane, pour rejoindre le diapir du Djebissa ; une déviation parvient peut-être jusqu'à l'anticlinal faillé diapir de El Ma el Abiod.

E. LES FOSSÉS D'EFFONDREMENT

I. Les fossés d'El Aroussa et de Pont du Fahs

La série des basses plaines d'El Aroussa, de Bou Arada et de Pont du Fahs s'étend d'W en E sur 28 km environ. La largeur est variable de 2 à 10 km. On peut admettre que la limite sud de ces plaines correspond sensiblement à la ligne de niveau de 250 m. L'altitude s'abaisse du centre vers les extrémités et du S vers le N. Deux étranglements, situés aux niveaux des stations de Djelida et de Tarf ech Chena, permettent de diviser l'ensemble en trois bassins : bassin d'El Aroussa, drainé par l'Oued Siliana, à l'W, bassin de Bou Arada, à drainage diffus et bassin du Pont du Fahs, drainé par l'Oued Kébir.

1. La plaine d'El Aroussa

Le drainage de l'Oued Siliana a fortement érodé la partie occidentale de la plaine ; l'abaissement récent du niveau de l'oued a provoqué un phénomène de vidange, à tel point que l'altitude de la plaine n'est plus que de 140 m, lorsque la Siliana disparaît dans son défilé crétacé. Ce creusement récent découvre des formations anciennes de remplissage constituées de poudingues grossiers, alors que les alluvions qui leur sont superposées sont beaucoup plus fines. Il convient de remarquer dès maintenant que la nature sédimentaire des alluvions varie beaucoup d'un bout à l'autre de cet ensemble de plaines et ceci en liaison avec la constitution lithologique des bassins hydrographiques des oueds qui alimentent ces plaines en matériel détritique.

L'Oued Siliana, avant de pénétrer dans la plaine d'El Aroussa, méandre pendant une vingtaine de km à travers les formations détritiques grossières de l'Oligocène et du Néogène ; il en est de même de son affluent principal de rive droite, l'Oued er Rmil. Il ne faut donc pas s'étonner du fait que la sédimentation de la plaine d'El Aroussa semble beaucoup plus grossière que celle des plaines de Bou Arada et de Pont du Fahs, dont l'alimentation est à base

de marnes argileuses (ALEG ou SOUAR) ou de calcaires (ABIOD ou METLAOUI). [Fig.23]

Le bord méridional de la plaine correspond au synclinal transverse de l'Oued Rmil qui constitue la terminaison périanticlinale du complexe anticlinal d'El Akhouat. Les cassures de tension, perpendiculaires à l'axe de ce périclinal, ont rejoué en failles dans la tectonique récente. A l'W, toute la série tertiaire s'enfonce sous les formations quaternaires alors qu'à l'E on remarque le relèvement d'un panneau au niveau du marabout de Sidi Salem bou Hajba : une bande de Nummulitique affleure entre les conglomérats mio-pliocènes et la plaine.

La limite septentrionale de la plaine est beaucoup mieux figurée : une faille importante et parfaitement rectiligne borde la plaine au contact du Djebel Rihane. Cette faille débute en réalité beaucoup plus à l'W, sur la feuille de TEBOURSOUK, à 1 km environ au N du Kef Younès (Djebel Chetlou) : elle se greffe en cet endroit sur l'accident qui longe le Djebel Cheid au NW, puis se dirige vers le SE et sépare l'affleurement éocène du Kef Younès des formations éocrétacées de l'anticlinal du Djebel el Assoued : la crête de ce dernier est constituée par des quartzites à Plicatules de l'Aptien. L'accident passe par le petit diapir de Knana-Siliana ; il sépare, à l'Est du Ragoubet el Mahjbia, l'Aptien fossilifère de l'Eocène supérieur caractérisé ici par des lumachelles. A partir de l'Aïn el Kerbej, la faille longe le bord méridional du Djebel Rihane et on la retrouve dans chacun des ravins. Les terrains qui sont affectés par cet accident et qui le bordent au N, appartiennent tous à l'Albien, dans lequel on peut distinguer deux termes :

- des calcaires gris noir, durs, en petites barres ... 60
- des marnes schisteuses, plus tendres 80

Au-dessus et dominant les marnes schisteuses qui donnent des reliefs amortis, les calcaires en plaquettes du Vraconien et les

calcaires blancs massifs du Cénomanien dépassent 100 m d'épaisseur ils occupent toute une série de buttes dans le pays des Ouled Riah.

La région de Bou Djelida représente la partie la plus basse d'un repli synclinal d'axe SW-NE, dont la pente axiale vers le NE est voisine de 6°. La faille se remarque bien dans tous les oueds : sa pente est de 45 à 55° vers la plaine. Nous avons pu juger de son rejet approximatif en deux points :

- à l'Aïn es Sid le contact se fait avec du Coniacien, ce qui correspond à un rejet minimum de 350 m;
- sur l'Oued Erhdara, plus à l'E, c'est du Campanien qui est en contact avec l'Albien supérieur et le rejet dépasse probablement 400 m.

Le fossé d'El Aroussa ne semble donc résulter que de l'action d'une seule faille principale, la faille normale de son bord nord. Les cassures parallèles du synclinal du Rmil ne seraient que la trace de failles antithétiques ou peut-être seulement le résultat du tassement de la série tertiaire, glissant vers le fossé, sur le périclinal nord de l'anticlinorium d'El Akhouat.

2. La plaine de Bou Arada.

Au niveau de la station de Djelida, l'Oued Bou Slem s'encaisse légèrement : entre la station et le village de Bou Arada, la plaine, mal drainée, s'élève légèrement jusqu'à un seuil (cote 231), situé à 2 km au N du village. Ce seuil résulte des épandages de l'Oued Bou Arada qui a construit dans la plaine un cône d'alluvions sur lequel il oscille sans choisir entre ce bassin de l'Oued Siliana ou celui de l'Oued Kébir. Son débit d'étiage est mal canalisé vers le versant du Kébir. Un projet de mise en valeur veut le diriger vers la Siliana, ce qui est plus conforme à la topographie, car la pente est plus importante vers cet oued, par ailleurs plus actif que le Kébir. Le cône d'épandage de l'Oued Bou Arada est constitué d'alluvions où dominent les éléments très fins provenant du coeur santonien de l'anti-

clinal du Djebel Mansour.

Vers l'E, la plaine de Bou Arada se termine à l'étranglement qui se place après la station de Tarf ech Chena. C'est le Dra Safra qui provoque cette constriction, au Sud du Djebel Bessioud : il s'agit d'une colline en forme d'arc, dont les éléments argileux sont d'origine éolienne, c'est-à-dire qu'elle constitue un morceau de "lunette" formée aux dépends des sédiments fins d'une sebkha qui occupait les 15 km_2 de l'Henchir ech Chena (cote comprise entre 206 et 210 m). Malgré des essais de draînage l'écoulement des eaux est encore très mauvais : la tête de l'Oued Jarabia, affluent paresseux du Kébir, atteint maintenant la plaine de Bou Arada, mais sa pente dérisoire (0,6/1000) ne lui permet qu'une bien faible puissance érosive.

Le Draa Safra, bâti du côté opposé aux vents dynamiquement actifs, paraît néanmoins construit sur une ride préexistante, probablement un affleurement d'Oligocène encroûté.

La bordure méridionale de la plaine de Bou Arada est constituée par un demi dôme faillé à coeur aptien. Il s'agit en fait d'un faisceau de failles de petite amplitude : le changement brutal du pendage des couches, au voisinage de la plaine, confirme cette tendance à l'affaissement. Cette direction NW-SE des cassures se retrouve dans toute la partie nord de la feuille du DJEBEL MANSOUR.

Là encore c'est la faille située au N de la plaine qui est la plus importante, bien que son tracé exact ne soit connu que dans son prolongement dans le Djebel Rihane, où elle s'amortit rapidement, après la rencontre de l'accident orthogonal du Ragoubet Bijga. On peut admettre qu'elle passe au voisinage immédiat des terminaisons occidentales des collines campaniennes et oligocènes d'Avitta Bibba ; son prolongement vers le SE participe aux cassures qui limitent le fossé du Pont du Fahs, sur son bord méridional : elle traverse donc vraisemblablement la plaine de Bou Arada en écharpe, sensiblement au niveau de la station de Tarf ech Chena.

3. La plaine de Pont du Fahs

C'est la plus vaste des trois unités : elle est naturellement divisées en deux zones par l'Oued Kébir.

La partie occidentale correspond à une région que nous avons longuement décrite dans notre étude des formations éoliennes en Tunisie septentrionale. C'est un complexe de sebkha, accompagnées, sur le bord opposé aux vents dominants, de bourrelets éoliens construits à partir des sédiments argileux débités en micropolyédres sous l'action des vents dominants. Depuis, l'enrichissement des eaux en NaCl a bloqué le phénomène et les bourrelets ne sont plus actifs. Un drainage discret se généralise, à partir de l'Oued Jarabia : c'est ainsi que la Garaet el Hamada se dessale progressivement au profit des agriculteurs riverains.

La partie orientale est occupée par un chevelu de chenaux divagants qui descendent du piémont occidental des massifs jurassiques comme le Bent Saïdane et le Fkirine : la faiblesse de la pente, l'irrégularité du débit, l'importance de la charge, ne permettent pas l'établissement d'un réseau hiérarchisé.

L'Oued Kébir lui-même débouchant sur ce niveau de base intermédiaire s'est construit un cône d'alluvions sur lequel il a longtemps divagué avant son surcreusement récent.

Les cassures du bord sud de la plaine ne se voient bien que lorsqu'elles affectent des collines situées au S de la plaine. La cassure principale est celle qui coupe le Bent Saïdane au NE et qui le sépare de la butte crétacée d'Er Rouagib. On la suit dans les oueds vers le NW jusqu'aux abords du Bir Ababsa où elle tranche la terminaison des affleurements de la série D'AHDENE du Djebel Douames. Une autre cassure annonce le fossé, plus au Sud. Elle comprend le synclinal qui sépare le Fkirine du Bent Saïdane, ce dernier étant abaissé de plus de 100 m par rapport au premier. On la suit, a tra-

vers la série du Crétacé moyen jusqu'à la cassure qui décroche l'extrémité du synclinal du Kébir, au niveau des calcaires de l'ABIOD, entre le Kef el Azreg et le Djebel el Assa (feuille DJEBEL FKIRINE).

La faille du bord nord est beaucoup mieux marquée : elle passe au S des collines de Sidi Djaber puis longe le bord NE de la Sebkha Kourzia où un petit diapir (Djebel Zebess) la jalonne. C'est elle qui constitue la limite méridionale de tous les affleurements : Jurassique du Djebel ben Klab, deni dôme du Fguira Salah, bassin continental du piémont occidental du Djeble Zaghouan. Elle se raccorde finalement à la faille qui sépare le synclinal oligocène de Loukanda des affleurements méridionaux crétacés du Kef el Azeiz.

4. Conclusion

A première vue l'ensemble des plaines d'El Arousse, de Bou Arada et de Pont du Fahs paraît occuper une zone de direction sensiblement E-W. L'étude détaillée montre qu'il y a là trois plaines présentant le caractère commun d'être limitées au N par une faille normale dont le rejet dépasse 300 m lorsqu'il est directement mesurable : il atteint probablement en certains points bas, des valeurs beaucoup plus élevées.

Les failles situées au S des bassins sont moins importantes et groupées en faisceau : elles sont du type antithétique.

Dans l'hypothèse où l'on admettrait que cet aspect résulte du décrochement d'un même accident ancien le long de l'accident T_3, les rejets seraient respectivement de 6 km entre le fossé d'El Arousse et celui de Bou Arada, et de 10 km entre celui de Bou Arada et du Pont du Fahs, soit un rejet global voisin de 16 km.

Fig.23 Fossés de BOU ARADA et de PONT DU FAHS.

1 - Trias,
2 - Jurassique,
3 - Crétacé inférieur,
4 - Crétacé moyen,
5 - Crétacé supérieur,
6 - Tertiaire,
7 - Quaternaire.

Fig.24 Fossés du SERS et de SILIANA.

1 - Trias,
2 - Formation SERDJ,
3 - Crétacé moyen,
4 - Crétacé supérieur,
5 - Eocène calcaire,
6 - Eocène supérieur marneux,
7 - Quaternaire.

Fig.25 Fossés des OULAD BOU RHANEM, de KALAA DJERDA et de ROHIA.

1 - Trias,
2 - Crétacé inférieur,
3 - Crétacé moyen,
4 - Crétacé supérieur,
5 - Eocène,
6 - Oligocène,
7 - Mio-pliocène.

FOSSÉ DE BOU ARADA - PONT DU FAHS.

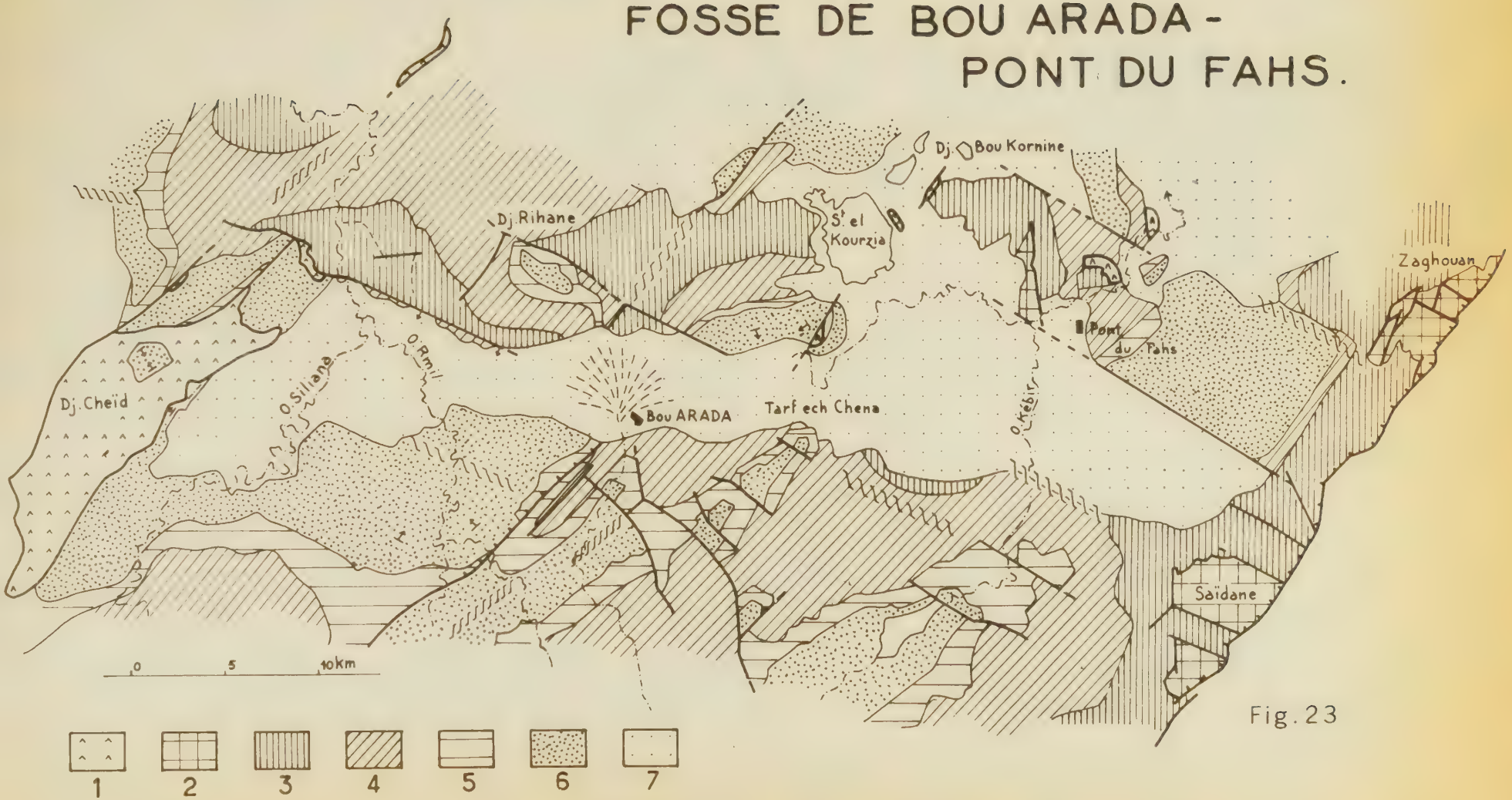


Fig. 23

FOSSÉS DU SERS ET DE SILIANA.

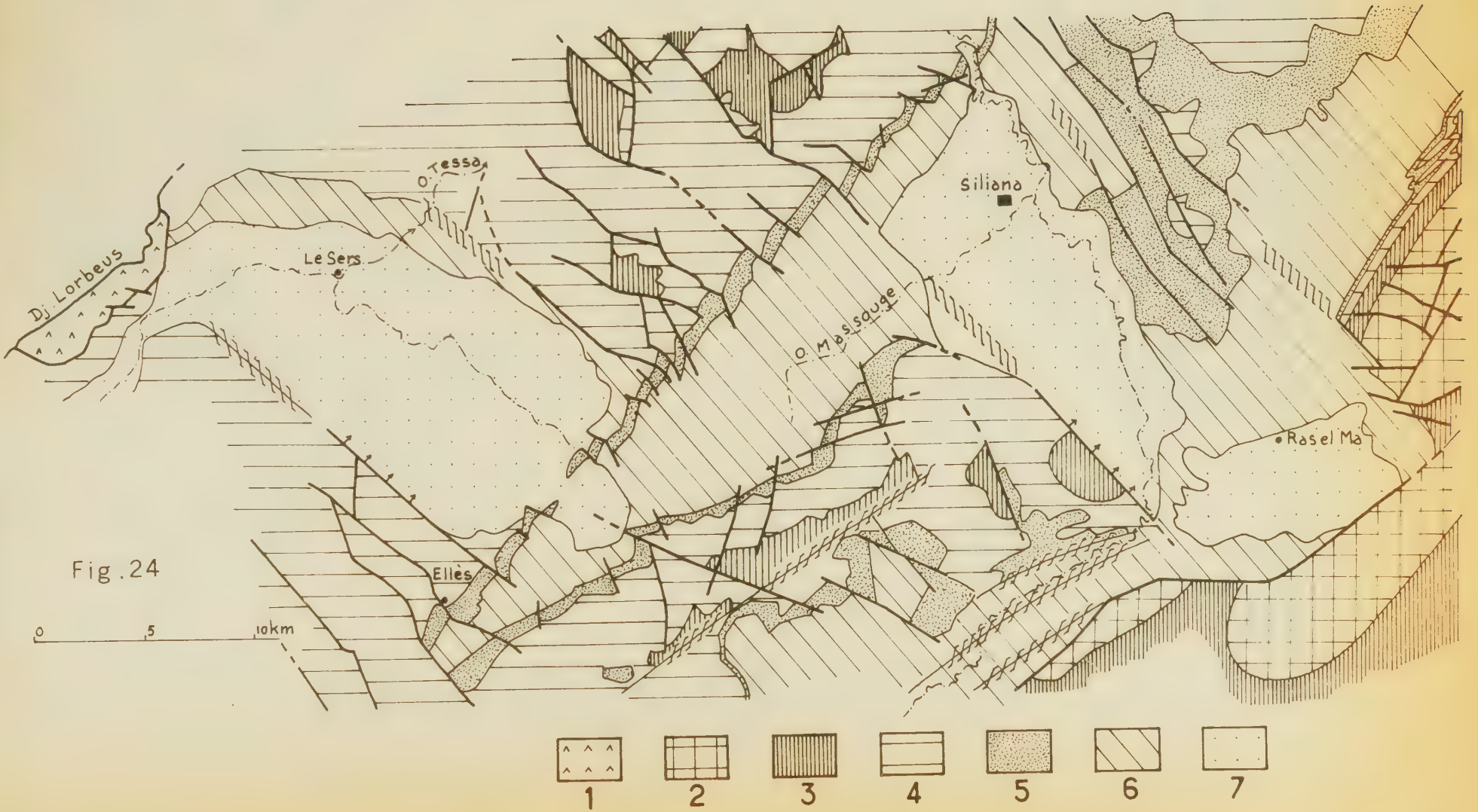


Fig. 24

FOSSES DES OULAD BOU RHANEM, KALAA DJERDA ET ROHIA

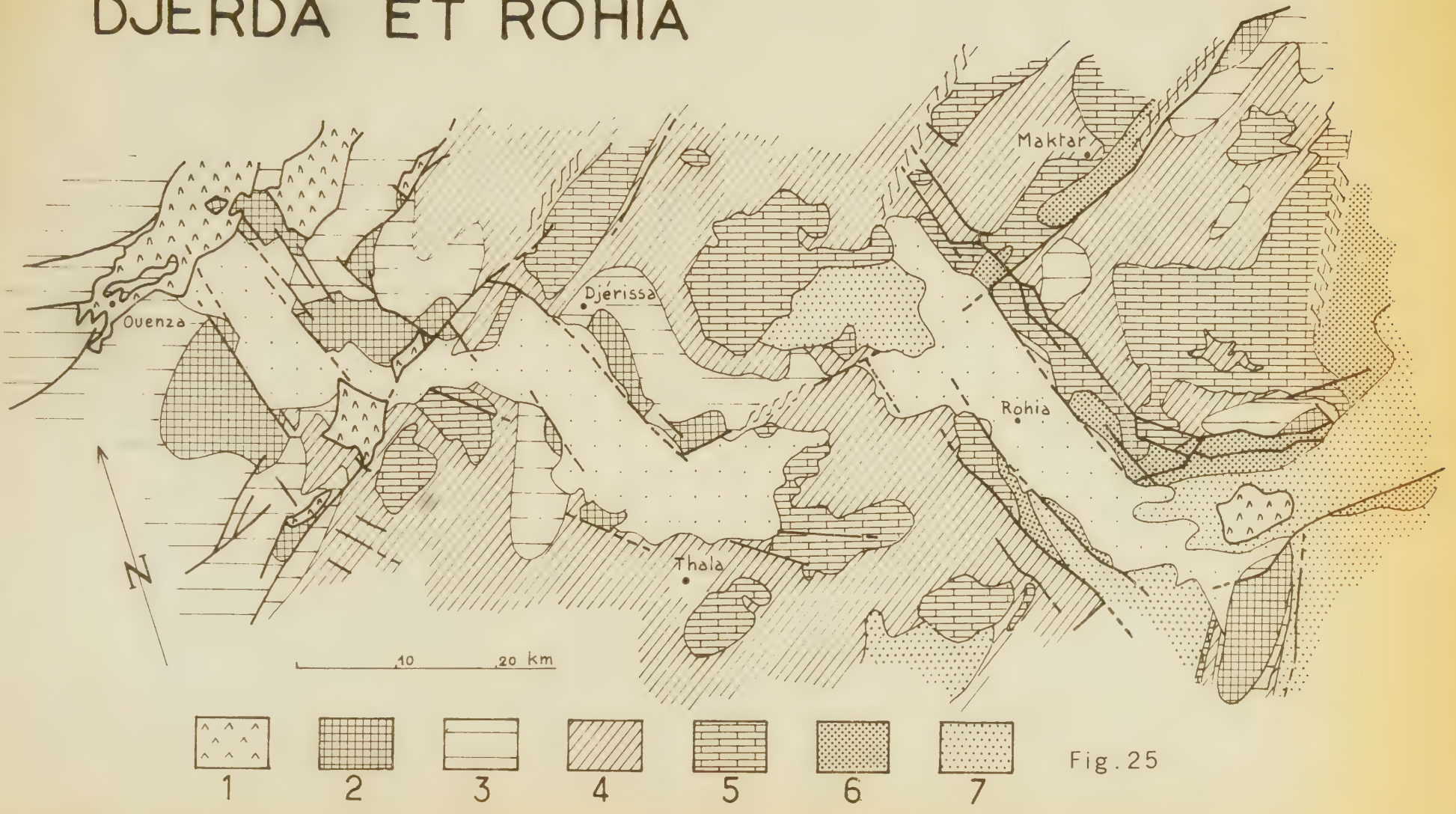


Fig. 25

II. - Les fossés du Sers et de Siliana [fig.24]

1. La plaine du Sers

La plaine du Sers est rectangulaire et mesure sensiblement 11 km de large pour 22 km de long ; son altitude est en général comprise entre 500 et 560 m, mais elle s'élève plus fortement sur sa limite SW, où les oueds qui débouchent dans la plaine ont construit un glacis au contact d'un relief de faille. Cette faille est très visible sur photographie aérienne et on la décèle bien par l'étude géologique de ses deux extrémités :

- au NW, un relief de faille très net se situe à 2 km à l'E de la mine du Lorbeus. Le diapir du Djebel Lorbeus, qui se prolonge au N par une faille, sert de terminaison septentrionale au fossé du Sers ;

- au SE, on retrouve cette faille principale : c'est elle qui affecte les calcaires éocènes de la région d'Ellès. Au S d'Ellès, sur la feuille d'EBBA KSOUR, des cassures parallèles annoncent déjà celle d'Ellès : la mieux caractérisée est celle qui termine brusquement le synclinal d'Ellès, vers le S, en mettant en contact les lumachelles de la formation SOUAR avec les calcaires maestrichtiens (barre supérieure de la formation ABIOD).

Au NE de la plaine, sur la feuille de SILIANA, les cassures de tension du périclinal méridional de l'anticlinorium d'El Akhouat ont évolué en failles normales d'effondrement. La plus nette est la faille de Sidi Nasseur qui met en contact la base des argiles de l'ALEG avec la partie supérieure de la première barre calcaire de l'ABIOD. Au S de cet accident, les pendages des calcaires campaniens sont dirigés vers le fossé et sont en général supérieurs à 45°. Entre l'Argoub Labiod et le Djebel Tazerart, la barre maestrichtienne est décalée de 1400 m alors que les pendages sont de 15 à 20°, ce qui correspond à un rejet vertical de l'ordre de 400 m.

Le fossé du Sers est drainé dans l'ensemble par l'Oued Hamir, affluent de rive droite de l'Oued Tessa qui participe au drainage de la partie NW de la plaine, au pied même du Djebel Lorbeus.

La direction générale des cassures qui limitent le fossé du Sers est à peu près exactement NW-SE.

2. La plaine de Siliana

La plaine de Siliana comprend trois éléments structuraux :

- la partie septentrionale du synclinal de l'Oued Massouge,
- un élément effondré appartenant à l'anticlinorium Mansour-Maktar,
- la plaine de Ras el Ma, dominée au S par la falaise du Serdj

La plaine quaternaire elle-même, drainée par l'Oued Siliana se situe au voisinage de la cote 500 ; le Ras el Ma est un glacis de pente faible, compris entre 550 et 600 m.

a) Bordure SW du fossé.

Dans l'axe du synclinal du Massouge, les limites exactes sont mal définies.

Il paraît illusoire de chercher la trace d'une faille d'effondrement dans le monoclinal éocène de Siliana, puisque les déchirures qui affectent celui-ci sont le fait d'un cisaillement profond. Néanmoins il est probable que ces déchirures créaient des zones de faiblesse de la couverture antérieurement aux derniers rejeux du fossé ; aussi certaines de ces déchirures ont pu s'étendre au moment de l'effondrement récent : il en est ainsi pour la faille de l'Aïn er Roumi qui sépare le Djebel Sfaïa du Djebel Babouch. Elle paraît se poursuivre beaucoup plus loin que les autres déchirures du monoclinal : c'est ainsi qu'elle coupe l'extrémité des affleurements des grès oligocènes de Sidi Emmbarek.

La limite sud du fossé est très nette dans sa partie SW où une

cassure rectiligne de 10 km et de direction N40°W-S40°E limite les couches crétacées de l'anticlinal de Siliana où a été foré le sondage Si 1. On voit les pendages du coeur santonien augmenter régulièrement vers le fossé, avant la faille : celle-ci a un rejet mesurable de l'ordre de 200 à 300 m. Elle coupe la vallée de l'Oued Siliana à son débouché du petit graben de l'Ousafa (nom de l'Oued Siliana avant son débouché dans la plaine). L'accident se perd ensuite sous les formations nummulitiques, avant de s'emboutir dans l'accident du Serdj.

b) Bordure NE du fossé.

Elle est faite de cassures dont le tracé est bien visible aux deux extrémités du fossé et surtout dans sa partie septentrionale.

Il s'agit encore là de cassures de tension de l'anticlinal du Djebel Mansour qui ont rejoué en failles d'effondrement normales : elles sont remarquablement bien dessinées et L. PERVINQUIERE les a décrites dans sa monographie (1903). La route de Siliana à Robaa les recoupe : elles découpent les affleurements des formations ABIOD, EL HARIA et METLAOUI en "touches de piano". La somme des rejets dépasse 300 m.

Vers le S on perd la trace de ces failles dans les formations SOUAR et FORTUNA ; leur prolongement correspond à la terminaison méridionale du Djebel Bargou au niveau de Civitas Vazitana. Les grès oligocènes sont en contact direct avec les couches du Crétacé moyen : seul ce contact est anormal et l'ensemble des grès ne paraît pas avoir été affecté par des failles intermédiaires plus méridionales.

c) Problèmes posés par la présence de l'Oligocène.

Remarquons d'abord que les seuls affleurements d'Oligocène sont localisés dans les fossés d'effondrement : fossé de l'Oued Ousafa ou fossé de Siliana. On n'en trouve pas ailleurs, même dans de vastes synclinaux comme ceux du Kébir ou du Mehrtout. On sait d'au-

tre part que l'anticlinorium Maktar-Siliana est très ancien puisque dès le Santonien une ride empêchait le dépôt des couches de l'ABIOD et que la puissance des formations diminue brusquement entre le synclinal d'Ellès et l'anticlinorium de Maktar.

Nous avons noté d'autre part que l'érosion de toute cette région remonte à une époque reculée et que la morphologie actuelle montre encore des traces de la surface topographique infra-miocène. Enfin l'étude du synclinal du Kébir nous a montré que l'érosion quaternaire est faible depuis la formation de la quatrième terrasse.

Trois hypothèses peuvent être émises alors sur la présence de l'Oligocène dans le fossé de Siliana :

- Dans le synclinal de l'Oued Ousafa, la série oligocène débute par des couches sableuses entrecroisées à bois fossiles, dans lesquelles il n'a pas été possible de mettre en évidence des niveaux marins. Dans le synclinal de Siliana, les récurrences marines sont très discrètes, au milieu de formations de type fluvio-continental. On n'est pas loin des côtes de la mer oligocène et il est permis de se demander si certain des axes anticlinaux esquissés depuis la phase sénonienne n'étaient pas émergés ou, tout au moins, ne constituaient pas des hauts fonds sans sédimentation importante. Seuls certains abaissements d'axe, certains synclinaux transverses, auraient permis une sédimentation plus importante.

Cette première hypothèse implique qu'à l'emplacement des fossés d'effondrement existaient, dès cette époque, des bassins bien différenciés du point de vue paléogéographique. L'esquisse des fossés remonterait ainsi à l'Oligocène inférieur.

- Comme deuxième hypothèse on pourrait admettre que le dépôt des couches de l'Oligocène s'est étendu à toute la région, rides anticlinales comprises. L'émersion générale de la fin de l'Oligocène aurait conduit à la naissance d'une surface d'érosion infra-miocène. On est certain en particulier que tous les abords du fossé de Siliana

sont restés émergés depuis cette époque.

Si l'on admet que la topographie actuelle dérive de cette surface infra-miocène, retouchée par les phases tectoniques et par les cycles climatiques postérieurs, il faut conclure qu'au début du Miocène existaient déjà des esquisses de fossés.

- Enfin si la formation des fossés est seulement d'origine récente, on ne peut envisager que deux explications :

- la couverture des formations oligocènes a été déblayée totalement par l'érosion pendant la seule période quaternaire, sans quoi il n'y aurait aucune raison pour que les couches oligocènes soient localisées uniquement dans les fossés ;

- au début du quaternaire ne subsistaient que quelques témoins de la couverture oligocène, localisés dans certains synclinaux, ce qui serait plus conforme au fait que l'essentiel de la sédimentation détritique miocène provient d'un remaniement des formations oligocènes. Au moment de la formation des fossés, au Quaternaire, certains de ces témoins, les plus voisins des fossés, auraient pu glisser vers ceux-ci sur les argiles de la formation SOUAR, les autres étant éliminés par l'érosion.

Dans le cas du fossé de Siliana, l'Oligocène de Ras el Ma pourrait répondre à ce point de vue : il aurait pu glisser de la partie méridionale du synclinal du Kébir dans la fosse de Ras el Ma née de l'effondrement du fossé, au niveau du flanc occidental du Serdj.

Ces deux dernières options paraissent toutes deux assez invraisemblables, car la première nécessiterait des possibilités d'érosion incompatibles avec les observations que l'on peut faire ailleurs, la seconde parce qu'elle fait intervenir des phénomènes de glissement en masse qui ne paraissent devoir s'appliquer qu'à un nombre restreint de cas.

La conclusion de ces remarques conduit à admettre que les fossés

"quaternaires" se situent sur des structures esquissées depuis l'Oligocène.

Remarque : les fossés situés au SW des précédents se groupent par trois car une troisième série apparait au NW d'un accident important, l'accident T_4 ou "cicatrice de Teboursouk" (accident BB' de G. DUBOURDIEU).

En fait, on pourrait admettre qu'il existe au NW du fossé du Sers l'embryon d'un troisième bassin correspondant au plateau situé au Sud du Kef. "La prospection sismique effectuée par la S.N.A.P. a détecté le fondde la cuvette à 600 m de profondeur, l'horizon réfléchi correspondant probablement au toit du calcaire éocène" (P.F. BUROLLET et P. SAINFELD, 1956, p. 23). la cuvette est limitée au SW par un accident qui suit à peu près la vallée de l'Oued Ramel ; au SE elle s'appuierait sur la grande cassure de l'Araguib Kammra.

III. - Les fossés des Oulad Bou Rhanem, de Kalaa Djerda et de Rohia. [fig.25]

1. Le fossé des Oulad bou Rhanem (G. DUBOURDIEU, 1956)

La plaine des Oulad bou Rhanem affecte sensiblement la forme d'un rectangle de 7 km de large et de 20 à 22 km de long. Elle est recouverte presque entièrement par des dépôts quaternaires et s'abaisse doucement d'une altitude voisine de 600 m, dans la région de Kalaat es Senam, jusqu'à 400 m environ, dans la zone la plus basse. Cette partie basse est draînée par l'Oued Mellègue et par son affluent de rive droite, l'Oued el Kseub. L'aspect de graben est particulièrement schématique dans la région moyenne qui correspond au Bled el Falta. La plaine est alors limitée de part et d'autre par des failles parallèles de direction N40°W-S40°E.

- sur la bordure occidentale, les cassures parallèles au fossé apparaissent à plus de 2 km de la plaine, dans le Djebel Tebaga où plusieurs failles de faibles rejets affectent la zone de Clansayes,

en provoquant chaque fois un abaissement vers l'W. Du Bled es Souitir jusqu'au pays des Oulad Zid, les affleurements albiens prennent un fort pendage NE. Au voisinage de Bir Hamida, deux cassures parallèles décalent le Cénomanien inférieur de 800 m environ, ce qui correspond à un rejet vertical supérieur à 400 m. Ce rejet augmente vers le N et atteint 600 m au Koudiat Gueziz Yahia ; comme il y a alors deux failles parallèles le rejet total semble voisin de 1000 m. Il est probablement encore plus fort dans l'ombilic du Falta.

G. DUBOURDIEU note aussi que le long de l'Oued Halloufa, des calcaires lacustres quaternaires sont abaissés par faille de 20 à 30 m. Une source chaude sulfurée (El Hamman Gueziz Yahia) souligne l'importance des failles d'effondrement ;

- sur le côté oriental, le faisceau des fractures longe le Djebel Hameima. Une première faille affaisse les calcaires aptiens : leur pendage dépasse alors 40° et le rejet est de l'ordre de 150 m. La faille principale passe de 200 à 300 m plus à l'W : elle met en contact du Vraconien avec de l'Aptien supérieur : l'absence de tout l'Albien implique un nouveau rejet qui n'est pas inférieur à 700 m. Le rejet total est supérieur à 850 m, soit du même ordre de grandeur que celui du bord occidental du fossé.

2. Le fossé de Kalaa-Djerda.

Ce fossé est bien défini sur 10 km de large et 24 km de long. Ses limites deviennent indécises à l'E de Kalaa Djerda et au S du Djebel bou el Hanèche, où il rejoint une zone d'affaissement orthogonale qui établit une jonction avec la limite nord du fossé de Rohia. L'altitude est comprise entre 550 m au N et 700 m au S ; le fossé est drainé par l'Oued Sarrath, affluent du Mellègue.

La limite NE est bien caractérisée sur la feuille de TADJEROUINE (P. SAINFELD), par la faille qui coupe le périsynclinal méridional du synclinal de l'Oued Lassoued : à l'Aïn Sassi, elle met en contact le Priabonien avec les marnes de la formation EL HARIA, de sorte que

dès sa naissance, le rejet dépasse déjà 150 m. La faille correspond, plus au S, à la terminaison brutale du crêt des calcaires de l'ABIOD au Djebel Oum el Kelil. Le Djebel Djerissa montre toute une série de fractures parallèles à cette direction de cassures (N40°W-S40°E). Une faille rectiligne de même direction limite ensuite les affleurements du Crétacé moyen, sur 11 km, entre la station de l'Oued Sarrath et le flanc SW du Bou el Hanèche.

La limite SW est mal connue, mais au NE de Kalaat es Senam, au Djebel Mzata, une faille importante abaisse les calcaires éocènes de près de 200 m, en bordure de la plaine de Besseriana.

Le fossé de Kalaa Djerda est particulièrement schématique, dans sa partie moyenne, où il découpe une bande de 9 km de large, en plein anticlinal. Il n'est malheureusement pas possible d'apprécier la profondeur de ce fossé, sans une étude précise de ses failles bordières et sans sondage.

3. Le fossé de Rohia.

C'est probablement le plus beau des fossés tunisiens. Il mesure 11 km de large et 30 km de long ; son altitude est comprise entre 550 m au S et 650 m au N.

Il est drainé par l'Oued el Hateb qui nait de la plaine elle-même sensiblement au niveau de Rohia. En réalité deux oueds importants débouchent au N de la plaine : l'Oued Sgnifa qui draîne une grande partie du pays des Ouled Ayar et l'Oued Babouch qui draîne le Sra Ouartane. Or ces oueds disparaissent presque totalement au niveau de leur confluent pour faire place à une zone plus ou moins marécageuse. C'est probablement l'épaississement des formations détritiques remplissant le fossé qui permet cette disparition des oueds, mais un drainage réapparait bien vite avec l'abaissement du niveau de la plaine (Oued el Draa, Oued el Melah, Oued el Hateb).

Lorsque la bordure du fossé est nettement limitée par des failles

leur direction est sensiblement N30°W-S30°E.

Le fossé recoupe trois ondulations anticlinales :
- l'ensemble Rhoualguia-Skarna-Massanerh,
- l'ensemble Oust-Barbrou-Bahloul,
- l'ensemble Tiouacha-Rbeiba.

Limite septentrionale.

Elle est assez mal définie et correspond probablement à la flexure nord des djebels Massanerh et Sekarna, qui prolonge la grande faille du Djebel Belouta. De l'autre côté de la route du Kef à Sbeitla, on retrouve cet accident sous forme d'une faille qui, au Koudiat ech Chaïr, sépare un petit dôme du bassin néogène du Sra Ouertane.

Limite orientale.

Le Djebel Sekarna correspond à une bande régulière et étroite de terrains essentiellement éocènes de 3,5 km de large et de 20 km de long découpée par deux systèmes de failles parallèles qui participent à l'effondrement du fossé.

En partant du Djebel Sekarna lui-même et en allant vers le S, la constitution lithologique de cette bande est la suivante :

- Quelques affleurements des calcaires de l'ABIOD apparaissent dans les éboulis du Kef er Raï.
- Le Kef er Raï est une corniche calcaire de 30 à 40 m de puissance. C'est un calcaire à Nummulites peu consistant à la base, où il se débite en boules sous l'action de l'érosion. Vers le haut il est compact et cristallin et n'est souvent constitué que par des Nummulites empilées. On trouve des silex dans la partie inférieure.

Cette falaise calcaire repose sur une zone à phosphates de 20 à 50 m d'épaisseur constituée à la base par un grès calcareux (5 à 20 m), riche en glauconie et bourré de nodules de phosphates, avec des dents de poissons. La microfaune est très pauvre (Rotalidae).

Au sommet la taille des éléments détritiques augmente et on a un conglomérat à galets de calcaire et de silex et ciment glauconieux et phosphaté. La microfaune est riche (Nummulites, Amphistégines, Milioles, etc...)

On sait qu'au Djebel Barbrou, plus à l'E, l'Eocène inférieur manque ou n'est représenté que par une couche de 2 à 3 m de calcaire grossier, glauconieux à Nummulites gizehensis (FORSK) avec de grandes Turitelles.

C'est dans les calcaires à Nummulites que culmine le Djebel Sekarnah au signal 1327 du Rass el Guézir.

- Le Djebel el Gouamèza est constitué par des calcaires, des bancs de lumachelles à Huîtres, des marnes et des couches de gypse atteignant plusieurs mètres :

Thagastea wetterlei POMEL Ostrea clotbeyi BELL.,
Echinolampas goujoni TH. et GH., Ostrea multicostata DESH.,

- Le Djebel Magzème est formé d'alternances de marnes, lumachelles et bancs de gypse ; une couche de marnes gréseuses, de couleur violacée, sépare ces formations des précédentes : elle constitue un excellent banc-repère.

Ostrea multicostata DESH Carolia placunoïdes CAFTR.,
Schizaster meslei PERV. et GH., Venus matheroni COQ.

Cette dernière formation affecte la forme d'une gouttière synclinale parallèle et dans l'axe de la bande tectonique du Sekarna. Elle n'est recoupée par la faille principale bordière que sur la feuille de SBIBA.

- Pendant les 5 derniers km avant la terminaison méridionale du fossé, apparaît une nouvelle entité priabonienne faite de marnes et surtout de grès.

On entre ensuite dans le pays des Habbabsa, où un système de failles W-E marque la terminaison du fossé proprement dit.

L'étude géométrique de cette bande montre qu'elle est effondrée par rapport à l'ensemble Massanerh-Barbrou d'environ 150 m. En bordure du fossé, tous les pendages sont dirigés vers lui, avec des valeurs comprises entre 15 et 45°.

Limite occidentale.

A l'W de Rohia la tendance à l'effondrement se fait sentir à plus de trois km du fossé : autrement dit on a une structure qui rappelle beaucoup celle du Djebel Sekarna. Un panneau d'Eocène de 10 km2 qui culmine à 1305 m, au Kef Sidi Ali Ben Oum ez Zine est effondré le long d'une faille de 200 m de rejet qui passe par l'Aïn Deraa, au contact de l'ABIOD du Kef el Agab.

Dans l'angle SW de la feuille de SBIBA, deux failles importantes coupent la terminaison périanticlinale du Djebel Tiouacha. La première se situe sensiblement vers la cote 700 : elle met en contact le Maestrichtien (?) dolomitique du Djebel Tiouacha avec l'Aquitanien, ce qui impliquerait, si la série est la même que de l'autre côté du fossé un rejet minimum de 300 m. La seconde faille se place à 2 ou 3 km plus à l'E : elle met en contact, avec discordance angulaire marquée, le Vindobonien supérieur à dominance marneuse, avec le Vindobonien inférieur à dominance gréseuse. Le rejet de cette faille ne dépasse pas probablement une centaine de mètres, mais les pendages passent de part et d'autre d'une moyenne de 15° à une moyenne de 45°.

Si l'on admet, comme le laissent prévoir les affleurements qui bordent le fossé, que la série y est complète, le rejet global dépasse probablement 800 m au centre de celui-ci.

Nous avons déjà dit, dans l'étude stratigraphique, que la région du fossé de Rohia correspondait vraisemblablement à un épaississement de la série aptienne qui nécessite, à tout le moins, la présence d'une subsidence notable.

L'étude de l'Eocène prouve que le fossé correspond aux seuls af-

fleurements typiques des formations EL HARIA, METLAOUI et SOUAR inférieure. En particulier l'Eocène inférieur à Nummulites n'existe que sur les deux bords du fossé : il y avait donc au moins un synclinal transverse au début de l'Eocène. La présence des brèches et des conglomérats dans la partie supérieure de la formation phosphatée pourrait même faire admettre l'existence, dès cette époque de flexures ou de failles.

Le fossé de Rohia confirme donc les remarques suggérées par l'étude du fossé de Siliana. Les fossés quaternaires se sont mis en place sur des structures anciennes datant au moins de l'Eocène inférieur.

Si l'on admet alors que le cisaillement qui a décalé les structures profondes génératrices des fossés est récent, il faut admettre aussi que la couverture a suivi ce mouvement dans son ensemble. Or nous avons montré qu'aucune structure superficielle ne permet d'admettre des rejets horizontaux supérieurs à 2 ou 3 km.

Les cisaillements (si ils existent) qui correspondent à des décalages du socle de 15 à 20 km le long des accidents T_3 et T_4 se sont produits avant l'époque tertiaire.

Si l'on admet l'existence d'un Jurassique normal, c'est-à-dire si l'on considère le complexe salin des diapirs comme du Trias, ces cisaillements de l'écorce pourraient être considérés comme les catalyseurs de l'éjection des masses triasiques à travers la série jurassique.

IV. Les fossés de Morsott, de Tébessa et de Kasserine.

Comme ces fossés sont situés en dehors des limites de cette étude, nous renvoyons à la feuille de TEBESSA au 1/5.000e de M.G. DUROZOY, 1956 et à la feuille de KASSERINE au 1/50.000e de A. ROUMIGUIERES et D. UGUET, 1946.

V. L'hypothèse de G. DUBOURDIEU (1956 et $1959_{a,b}$)

G. DUBOURDIEU dans son étude de l'Ouenza (1956) et dans celle du Djebel Mesloula (1959_a) met en évidence plusieurs "transversales". Il admet des cisaillements le long de ces accidents et démontre l'antériorité de ces mouvements tangentiels par rapport au creusement des fossés. Considérant que tous ces fossés sont récents, il croit pouvoir conclure que les cisaillements eux-mêmes sont probablement pliocènes.

Or, nous avons montré que, dans bien des cas, les "transversales" se sont manifestées depuis bien longtemps, en particulier depuis le Crétacé supérieur. Dans le cas où la série visible le permet comme au Djebel Serdj, on a vu qu'une flexure existait déjà dans l'alignement du Zaghouan dès l'Albien. Les diapirs aussi, dont les chapelets longent d'autres accidents, remontent au moins jusqu'à l'Aptien, dans l'hypothèse où leur nature triasique nécessite une mise en place tectonique.

Certains fossés ont, depuis longtemps, joué le rôle de points bas. Le fossé de Rohia est schématique à cet égard puisqu'il correspond exactement aux seuls affleurements d'Eocène inférieur de la région. Les sondages nous ont même permis d'envisager qu'il était caractérisé dès l'Aptien par une subsidence importante. Nous voilà bien loin de l'origine pliocène de tout cet appareil.

Que l'énorme couverture mésozoïque se soit comportée comme un coussin amortisseur des réactions du socle, nous n'en doutons pas. C'est G. DUBOURDIEU lui-même qui dit : "ces mouvements horizontaux sons imperceptibles en surface". Seule l'antériorité des cisaillements par rapport aux effondrements récents des fossés peut être affirmée. Les preuves de torsion de la couverture existent, mais leur importance est toujours très inférieure à l'ampleur des cisaillements qu'on est amené à constater. Autrement dit des structures de 3ème or-

dre ne se répercutent dans la couverture que sous forme de structures du 4ème et même surtout du 5ème ordre, car dans les charriages que G. DUBOURDIEU attribue aux accidents à résultante horizontale, il est difficile de faire la part des composantes de ces cisaillements et des composantes d'une phase tectonique superposée du type normal de couverture.

Rien ne permet de fixer les moments d'activité de la tectonique tangentielle. Les rejeux sont certainement multiples et le seul fait prouvé est que la somme de ces rejets partiels peut dépasser 20 km pour un accident particulier.

Il faut maintenant définir les relations entre les rejets correspondant aux différentes "transversales". Dans sa note 1959$_b$, G. DUBOURDIEU n'hésite pas à cumuler les rejets qu'on peut admettre avec plus ou moins de vraisemblance. Cette conception le "conduit à concevoir un phénomène récent d'une ampleur extraordinaire". Entre Kairouan et Tanger le décalage serait de 250 à 300 km. Il ne nous est plus possible alors de suivre l'auteur dans ces affirmations car, d'une part, certaines estimations de rejets élémentaires peuvent prêter à discussion et d'autre part, cumuler simplement des rejets est une fausse solution.

1) Estimation des rejets.

Comment définir le décalage réel de diverses formations ou même de diverses chaînes de part et d'autre d'un accident ? Seule une étude géométrique et mécanique précise peut permettre de choisir entre deux options dont la matérialité peut paraître identique à petite échelle : des anticlinaux ou des chaînes sont-ils décalés parce que les accidents tangentiels ont déplacé leurs éléments postérieurement à la formation de ceux-ci ou bien est-ce parce qu'il existait déjà une mosaïque irrégulière du socle que les éléments structuraux se sont constitués en échelons, décalés génétiquement les uns par rapport aux autres.

Nous pensons par exemple au magnifique exemple que R. LAFITTE (1939) a mis en relief dans son étude de l'Aurès. Le Djebel el Azereg peut paraître décalé par rapport au Djebel Chellia de 15 km par un accident NW-SE, alors que c'est l'existence d'une pointe du socle africain qui a induit une dissymétrie dans les conséquences structurales d'un flux tectonique de NW qui rencontra plus tôt la résistance du socle au Djebel el Azereg. Le Djebel Chellia s'est constitué plus loin, pendant qu'au S, de l'autre côté de l'accident préexistant, se creusait une fosse telle que le rejet apparent vertical est de l'ordre de 4.000 m. En effet, alors que le Djebel el Azereg était contraint, par une sorte d'ancrage, à s'accentuer sur place, l'effort tectonique, au N de l'accident, se répartissait entre l'anticlinal du Chellia et l'anticlinal des Monts de Khenchela. Cet ancrage peut résulter soit de la présence immédiate d'une marche d'escalier séparant deux éléments du socle, soit aussi et pour une part difficile à préciser, par le seul changement des faciès et des épaisseurs en bordure du bassin de la mer jurassique. D'un point de vue purement géométrique, la somme des rétrécissements de la couverture correspondant à l'ensemble Chellia-Khenchela est équivalente au seul rétrécissement du Djebel el Azereg et du synclinal qui le borde au SE : le flanc sud de l'Azereg est vertical alors que les pendages du Chellia et des Monts de Khenchela sont beaucoup plus réduits. C'est un exemple remarquable de structure en échelon qui rappelle d'une façon curieuse les trois dômes des Kettleman Hills, Californie (W.P. WOODRING et K. STEWART, 1934).

2) Cumul des rejets.

Il s'agit d'une fausse solution car faire la somme des rejets des divers accidents parallèles revient à adopter un système de coordonnées lié à l'un des éléments de la mosoïque envisagée. Or, pour définir un rejet réel, c'est à l'échelle de la Terre qu'il faut considérer le phénomène : c'est donc à un système de coordonnées terrestres qu'il faudrait rattacher le phénomène. Or un exemple va nous

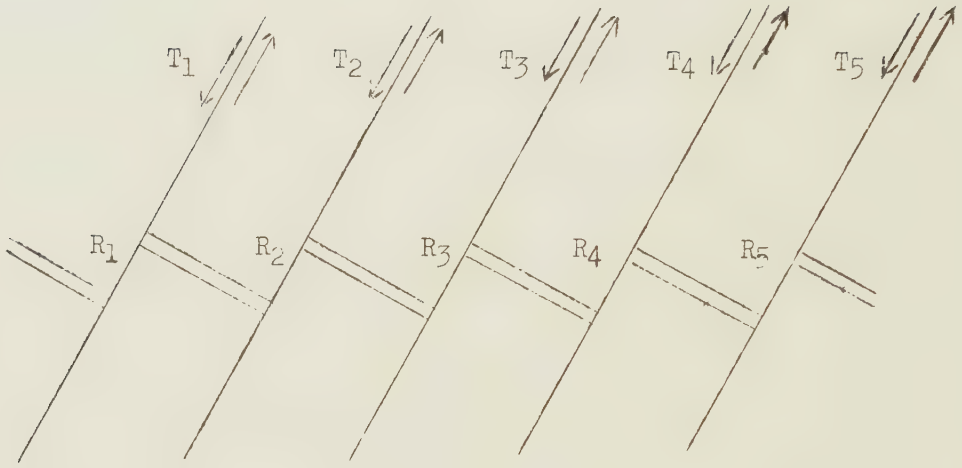
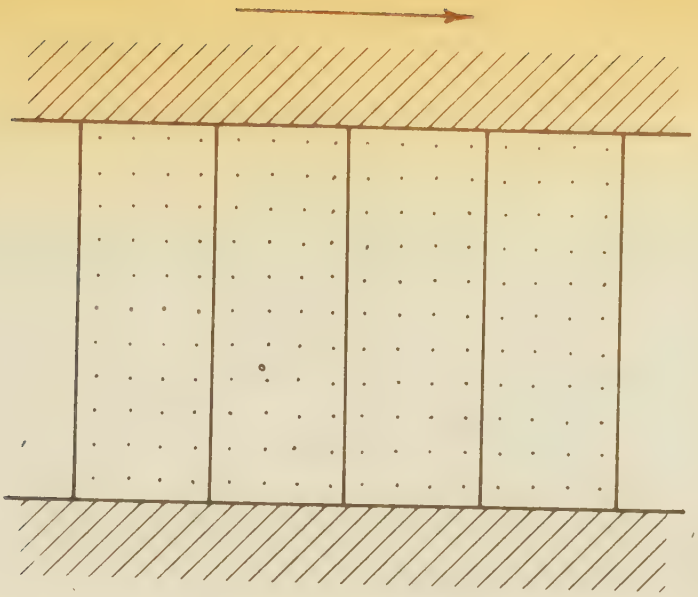
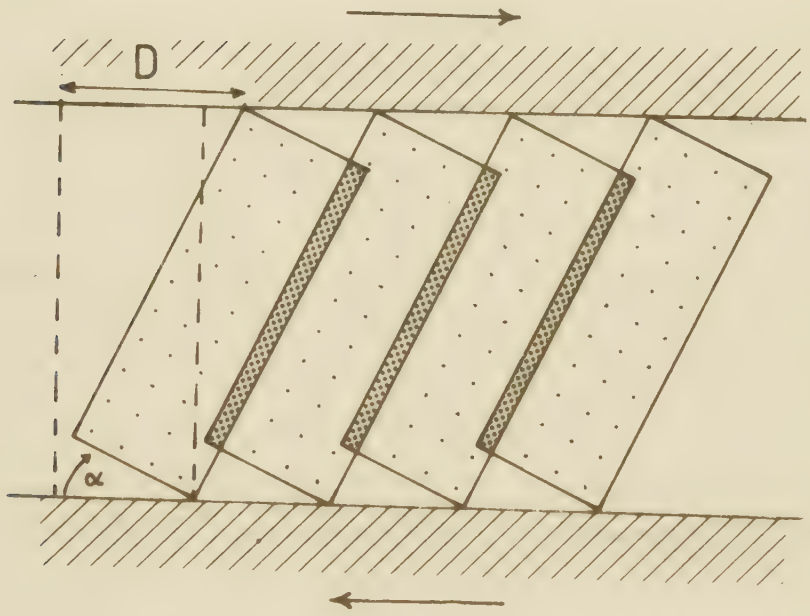


Fig.26 Rejets le long d'accidents parallèles délimitant une série de panneaux allongés.

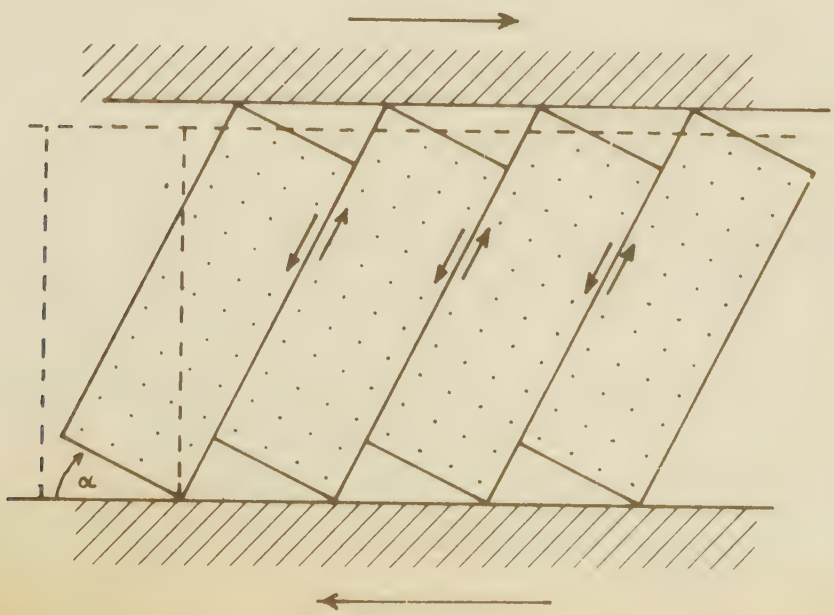


①

Fig.27



②



③

montrer que dans un système de coordonnées différent le cumul des rejets n'a plus aucune signification. La figure 26 présente grossièrement les faits, dans l'hypothèse de G. DUBOURDIEU : un certain nombre N de bandes sont séparées par des accidents T. D'une bande à l'autre on observe des rejets R_1, R_2, etc... Si l'on rapporte le phénomène à des coordonnées liées à l'un des éléments, on peut définir un rejet total égal à la somme des rejets élémentaires. Ce rejet total sera d'autant plus grand que le nombre N des éléments sera plus grand.

La figure 27 place les mêmes faits à une autre échelle, en les liant à un phénomène d'ordre plus élevé. On a une série de rectangles initialement d'allongement N-S, liés à deux ensembles beaucoup plus vastes qui se déplacent légèrement l'un par rapport à l'autre suivant une direction E-W. La figure indique deux possibilités dépendant de l'importance de la contrainte E-W subie par l'ensemble des éléments intermédiaires : si elle est trop forte, des charriages peuvent se produire ; si elle est faible, les éléments peuvent se contenter de glisser les uns contre les autres.

Il est inutile d'insister sur le schématisme d'une telle représentation qui n'a pas la prétention de figurer une réalité, mais veut seulement appuyer un raisonnement. En effet, en prenant le problème sous cet angle nouveau, il n'est plus question de faire la somme des rejets intermédiaires, puisque tout le phénomène peut s'expliquer par un simple déplacement relatif des deux talus externes. Autrement dit, il se peut très bien qu'aucun point ne se soit déplacé par rapport à des axes liés à la Terre, d'une quantité supérieure à la distance $\frac{D}{2}$, alors que le cumul des rejets peut prendre une valeur quelconque, puisqu'il suffit d'accroître le nombre des éléments pour que le rejet global dépasse tout chiffre choisi à l'avance.

Conclusion

Les rapports géométriques entre les éléments des 4 systèmes de fossés qui encadrent l'accident Tunis-Thala (accident T_3) impliquent un décalage de l'ordre de 15 à 20 km entre les panneaux qu'il limite, mais rien ne permet d'affirmer que la totalité de ce décalage soit récent. Au contraire, toute une série de faits militent en faveur de rejeux anciens de l'accident. Les décalages relatifs qu'on peut mesurer en surface, grâce à l'étude de détail de structures particulières, ne dépasse pas 2 à 3 km. Or, dans l'hypothèse envisagée ci-dessus d'une rotation des éléments du socle, l'existence de structures anciennes, sur l'emplacement exact des alignements actuels, interdit d'admettre que la couverture n'a pas suivi les réactions du socle. Les "transversales" seraient en place depuis une phase tectonique antérieure au dépôt de la couverture mésozoïque. Il a fallu attendre une phase de détente récente pour que la direction orthogonale permette les effondrements dont l'abondance sur le territoire tunisien s'explique facilement par sa position particulière à la limite de la Méditerranée occidentale et de la Méditerranée orientale.

C H A P I T R E VI

ZONE DES DIAPIRS et CICATRICE DE TEBOURSOUK

A. LES DIAPIRS

I. - Généralités

La zone qui borde à l'W la bande occupée par les fossés d'effondrement, peut être caractérisée par la présence de multiples intumescences de grande taille, constituées par un complexe de marnes bariolées, de gypses, de cargneules et de dolomies. L'analyse de ces séries présente toujours une grande difficulté, car ces terrains ne paraissent jamais exactement à leur place dans la série stratigraphique : il s'agit bien de véritables diapirs. Ils se localisent dans une bande de 40 km de large; leur superficie totale est de l'ordre de 3.000 km2 pour une région qui couvre 15.000 km2.

Les plus importants sont du N au S, l'ensemble Lansarine-Baouala, le diapir de Thibar qui couvre à lui seul 350 km2, le Djebel Cheid, le Djebel Nebeur et le Djebel Debahid.

Il n'est pas dans notre intention de reprendre ici la querelle sur l'âge de ces formations. On sait que deux opinions s'opposent : celle des auteurs depuis L.PERVINQUIERE qui voient dans ces terrains du Muschelkalk et du Keuper et celle de J.BOLZE qui veut en faire du Jurassique et du "continental intercalaire". Dans les quelques pages que nous avons consacrées aux terrains triasiques, nous avons montré que les arguments fournis par J.BOLZE à l'appui de son hypothèse ne nous paraissent pas suffisants. Il nous semble en particulier prématuré de bouleverser complètement la stratigraphie d'un pays en se référant à deux échantillons de bois fossile.

I. - Contact des diapirs avec la série encaissante

Je voudrais seulement rappeler ici quels sont les caractères particuliers des séries en contact direct avec les diapirs. La plupart des faits qui seront résumés sont dus aux observations de J. BOLZE : ces faits sont totalement indépendants de l'âge réel des formations.

- Aptien : dans la terminaison périclinale SW du Djebel Cheid, l'Aptien affleure avec une base faite de quartzites et de marnes à Orbitolines, Echinides, Brachiopodes et Huitres, et une partie supérieure constituée par des marnes noduleuses verdâtres. Cette série rappelle celle de Rhazouane et du Goraa, mais sa puissance est beaucoup plus faible (500 m au lieu de 1400 m). Au Fedj el Adoum, l'Aptien se réduit à 100 ou 200 m de marnes gréseuses avec des intercalations de calcaires gréseux à Orbitolines. Ainsi, autour des noyaux diapirs, les faciès se rapprochent de ceux de la Tunisie centrale (formation GAFSA).

- Albien : la base de cet étage est en général occupé dans le "sillon tunisien" par les calcaires noirs de la formation ALLAM. Au voisinage des noyaux diapirs, on remarque des calcaires à Hexacoralliaires et Brachiopodes qui se situent à l'extrême base de l'Albien c'est-à-dire dans la zone de Clansayes. Un hard ground supprime l'Albien supérieur et, au-dessus, vient directement du Vraconien à affinités cénomaniennes. Au Djebel Kebbouch, entre le Krib et le Kef, c'est le Cénomanien qui repose directement sur les calcaires récifaux. Au Fedj el Adoum ces calcaires récifaux ne se retrouvent qu'en éléments remaniés dans les formations cénomaniennes qui recouvrent directement les couches marno-gréseuses de l'Aptien.

- Sénonien : les faciès sont sensiblement les mêmes que dans le reste du "sillon tunisien". On retrouve les deux termes habituel

de l'ALEG marneux et de l'ABIOD calcaire, mais les épaisseurs sont nettement plus faibles. "La réduction d'épaisseur s'observe même lorsqu'il n'y a pas écaillage de la série, si bien que le phénomène est beaucoup plus d'ordre stratigraphique que tectonique" (J.BOLZE, P.F.BUROLLET et G.CASTANY, 1952, p.53). Nous savons que les amincissements de cette série sénonienne ne sont pas particuliers aux noyaux diapirs : ils caractérisent, en particulier, toute la bordure orientale de la "Dorsale", ainsi que de nombreux affleurements de l'accident T_3.

- Marnes intermédiaires de la formation EL HARIA : des lacunes et des discordances apparaissent. Nous en avons déjà signalé dans la région du Djebel Aouinet, sur la feuille de BIR M'CHERGA. C'est, en général, la partie supérieure des argiles qui fait défaut, mais elles peuvent manquer totalement et les calcaires éocènes reposent alors sur des termes variés de la série crétacée (sur le Santonien au Djebel Aouinet).

- Calcaires nummulitiques : lorsqu'ils existent en contact avec les diapirs ils ne comprennent, en général, que les horizons supérieurs, c'est-à-dire les calcaires à grandes Nummulites et les lumachelles à grandes Huîtres. La base de la série est beaucoup plus détritique que dans les gisements habituels : des microconglomérats s'installent à la base, au niveau des formations habituellement glauconieuses. On y retrouve des éléments de la série diapire, en particulier les quartz bipyramidés.

Cette description rapide des aspects originaux que la présence des diapirs a provoqués, permet de souligner l'ancienneté de ceux-ci. Leur présence sous forme de rides se manifeste depuis le Crétacé moyen : il s'agit là d'une manifestation particulière de la phase tectonique albovraconienne que nous avons déjà indiquée dans la zone des massifs aptiens du type Serdj à une époque où, de son côté, l'axe NS est le siège de soulèvements importants.

C'est pourtant seulement à la fin du Maestrichtien que les diapirs percent complètement leur couverture, puisque les formations EL HARIA et METLAOUI sont incomplètes et que les calcaires de METLAOUI ou les argiles de la formation SOUAR sont discordants sur les séries précédentes, au contact de tous les massifs salins.

B. LA CICATRICE DE TEBOURSOUKE (Accident T_4)

Nous décrirons maintenant d'une façon succincte un grand accident que l'on peut considérer, d'une part comme la limite occidental des études de détail qui font l'objet de cette monographie et d'autre part, d'un point de vue tectonique, comme la limite orientale de la zone affectée systématiquement par des accidents tangentiels du type charriage, accidents dont l'importance et l'ampleur augmente rapidement vers le Nord jusqu'à l'Oligocène que l'on est conduit à considérer comme une véritable nappe.

I. - Les failles du Kechabta.

Dans le triangle Bizerte, Porto Farina et Mateur, des failles importantes limitent deux provinces tectoniques (P.F.BUROLLET, 1951)

Au NW des accidents, la région a été plissée en liaison avec le substratum antémiocène. Au SE des accidents, on a des secteurs de plissement intense appartenant à la phase villafranchienne, plissements qui affectent les bassins miocènes.

Dès le Miocène inférieur des flexures jouent un rôle essentiel dans la sédimentation qui donne des séries beaucoup plus épaisses à l'E qu'à l'W. Au Vindobonien, l'anticlinal de Raf Raf s'individualise, pendant que les effondrements s'accentuent. Une légère activité orogénique se produit au sommet du Pliocène et les couches rouges du Villafranchien sont discordantes sur la série antérieure.

La phase principale de plissement se place après le Villafranchien : les djebels Sidi Mansour, Messeftine et Kechabta naissent de cette phase et les flexures évoluent en failles qui jouent en sens contraire des anciennes flexures. C'est le compartiment oriental qui est soulevé, pendant que des affaissements se produisent au NW en donnant naissance aux lacs de Bizerte et de l'Ichkeul. Un accident transverse, d'El Alia à Aousdja, crée une plaine d'effondrement qui prolonge le lac de Bizerte vers l'Est.

Au nord de ce fossé embryonnaire, il n'existe qu'un seul accident NE-SW : c'est la grande faille d'El Alia. Au Sud, les choses sont plus complexes, mais du point de vue paléogéographique, c'est la faille Sidi Mansour-Sfaïa-Smara qui joue le rôle de la faille d'El Aria. Elle est doublée plus à l'E par des cassures parallèles qui ont permis l'extrusion du Miocène inférieur bigarré (Djebel el Mellaha).

II. - Djebel Baouala et Djebel Lansarine

L'accident se poursuit vers le S par le Djebel Sakkak où débute des affleurements de "Trias" qui se prolongent vers le SW sur 40 Km. Au Djebel Sakkak, l'affleurement du complexe marno-salin est très étroit et chevauche vers le SE les marnes du Miocène moyen.

Ce chevauchement de la formation saline vers le SE est le caractère essentiel de la structure.

A l'W de Chouigui, le Trias repose sur des couches aptiennes renversées, appartenant au flanc NW du synclinal de Chouigui. A l'W de Tebourba, ce même Trias chevauche du Barrémien.

Au niveau du Djebel Lansarine, la couverture de Quaternaire ne permet pas de déterminer les couches sur lesquelles reposent les grès cargneules et gypses du diapir. Le djebel Lansarine est occupé par un vaste synclinal éocène qui prolonge vers le NE, les synclinaux de Toukabeur et de Heidous. Tous ces synclinaux sont compris entre

Fig.28 La région de TEBOURSOUK (complétée et schématisée d'après P.F.BUROLLET).

1 - Trias,
2 - Albien et Cénomanien,
3 - Turonien inférieur,
4 - Turonien supérieur, Coniacien et Santonien inférieur,
5 - "Calcaire intermédiaire",
6 - Formation ALEG,
7 - Formation ABIOD,
8 - Formation EL HARIA,
9 - Eocène calcaire,
10 - Eocène supérieur marneux,
11 - Oligocène et Miocène,
12 - Mio-Pliocène continental,
13 - Quaternaire.

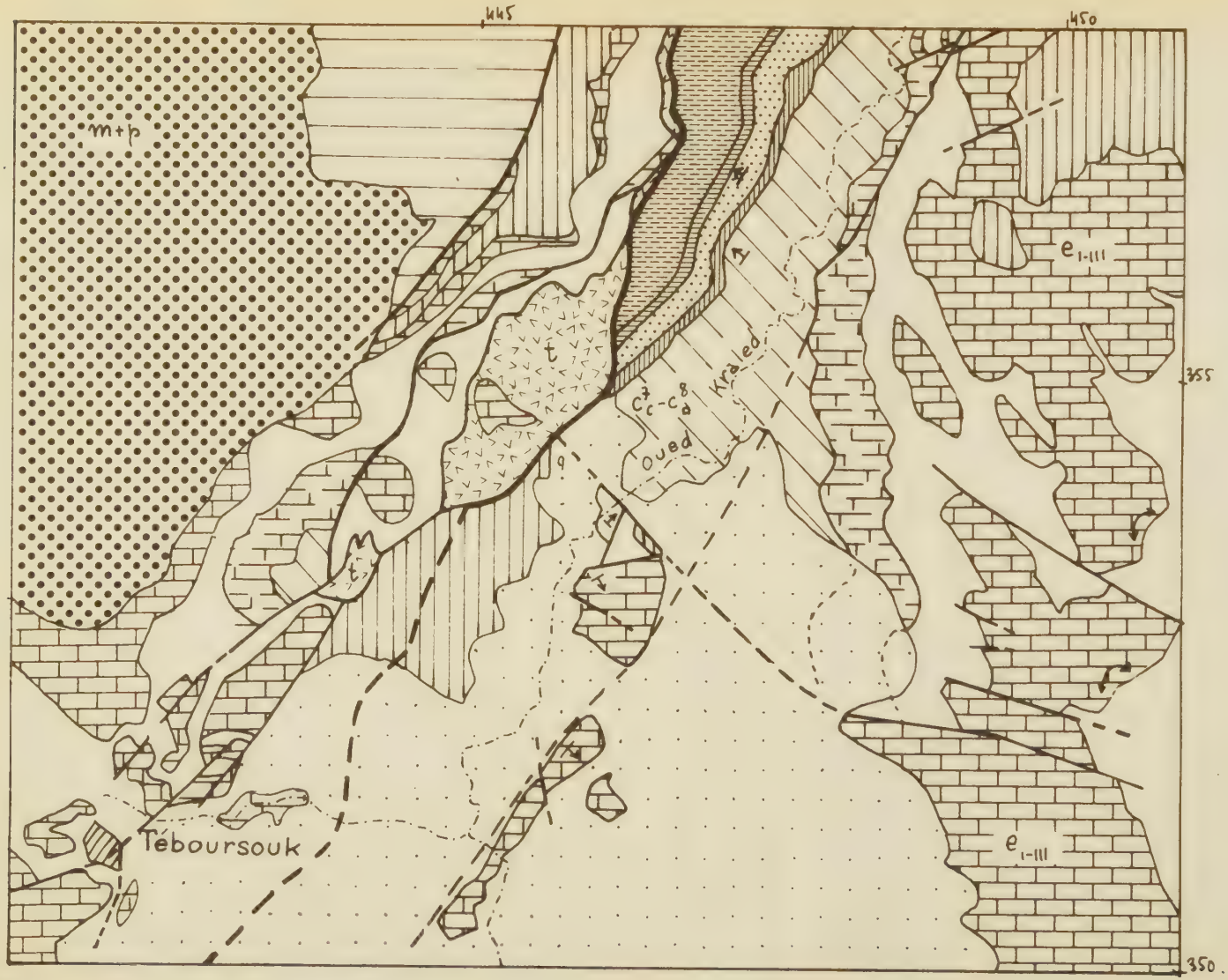


Fig.28.

1 2 3 4 5 6 7

deux anticlinaux faillés, l'anticlinal du Boulahouadjeb, à l'W, et l'anticlinal correspondant au chevauchement du Trias vers l'E.

L'anticlinal du Boulahouadjed est fait d'une série de Crétacé inférieur typique, débutant sous le Barrémien : il chevauche du Miocène comme au Djebel Guelgmène, ou, plus au Sud, au niveau du Djebel Ang, les écailles juxtaposées de l'Eocène d'Heidous.

Le Djebel Lansarine apparaît donc comme appartenant à une zone de serrage particulièrement active. Les alignements NE-SW réguliers, auxquels nous étions habitués dans les zones précédentes, disparaissent. La tectonique tangentielle prend une importance de plus en plus grande, plus particulièrement au N de Medjez el Bab.

On peut assimiler la bande synclinale du Lansarine à l'alignement synclinal du Goraa qui occupe une position analogue entre le chevauchement de Téboursouk et le diapir de Thibar.

III.- L'anticlinal d'Oued Zarga

Son flanc septentrional comprend une série complète de Crétacé et de l'Eocène qui forme les pentes des collines de Toukabeur. Le Crétacé inférieur affleure au S de la route de Medjez el Bab à Béja.

Le flanc SE de l'anticlinal est fortement étiré, ou même complètement supprimé par une ligne de chevauchement, localement injectée de gypse "triasique". Le flanc inverse, au contact de cet accident ne comprend que des lambeaux de calcaires éocènes à Nummulites comme le Djebel Sidi Abd el Aziz (cote 279), le Djebel el Krouma (cote 339), le Djebel el Meleza, le Djebel Aouinet el Zebda et surtout le Djebel el Skrira (cote 366).

De l'autre côté de la Medjerda, c'est-à-dire sur sa rive droite, l'accident chevauchant se poursuit par le diapir du Djebel Briouigue. Ce dernier supporte des formations oligo-miocènes et rebrousse fortement les couches continentales plio-villafranchiennes qui le bordent au SE. Le glacis ancien encroûté qui recouvre ces formations est lui-même déformé comme nous avons pu l'observer au cours d'une

tournée avec A.FOURNET. La pente du glacis ancien qui dépasse 25° est trop forte pour permettre la formation d'une croûte, ce qui conduit à admettre que ce glacis a été redressé de 15 à 20° depuis la naissance de la croûte.

IV.- La région de Téboursouk (fig. 28)

Un site particulièrement intéressant est constitué par les abords touristiques de la terminaison NW du synclinal de l'Aïn Tounga. Le long de la route qui descend du synclinal vers Teboursouk, la série du Crétacé supérieur est cassée, au contact des calcaires de l'ABIOD et de la série de l'ALEG, la série inférieure se trouvant relevée par rapport à la bordure du synclinal perché. L'Oued Kralled coule dans les marnes de la formation ALEG, qui ont ici une épaisseur de l'ordre de 700 m. La rive gauche de l'Oued permet de lever une coupe intéressante en montant vers le Kef bou Debbous : la série du Crétacé moyen devient verticale puis renversée, ce qui explique les erreurs d'attribution de la carte au 1/200.000ème, où le Turonien est noté en Barrémien. Vers la cote 350, on est en pleine formation FAHDENE. Une couche de Trias, plus ou moins épaisse sépare ce Crétacé moyen d'une série écaillée comprenant des éléments des formations ABIOD, EL HARIA, et METLAOUI. Un deuxième contact anormal, injecté de gypse, sépare ces formations du Néogène qui occupe tout le plateau qui sépare la vallée de l'Oued Kralled du diapir de Thibar.

A l'Est de Téboursouk il existe deux séries des formations ABIOD superposées et séparées par un contact chevauchant. L'ampleur du chevauchement paraît relativement faible en cet endroit, mais il est doublé, un peu plus à l'E par une flexure ou une faille qui limite une série de petits affleurements de calcaires éocènes qui traversent l'Oued Kralled à son confluent avec l'Oued Sougni et se cantonnent ensuite sur sa rive gauche. Là encore la feuille

au 1/200.000ème est fausse, car toute la plaine qui sépare le Djebel el Sfah de l'Oued Kralled est figurée en Maestrichtien, alors qu'il s'agit de marnes jaunes de la formation SOUAR, recouvertes probablement de formations miopliocènes : on est donc en présence d'un synclinal et non pas d'un anticlinal.

L'importance de l'accident principal augmente à nouveau vers l'E, pendant que sa direction devient temporairement E-W. Au niveau de El Hadjra el Safra une cassure met en contact l'Eocène avec la base de l'ABIOD; plus à l'E ne subsistent que quelques témoins d'Eocène calcaire verticaux, au contact de marnes du Santonien. A la cote 504 de la route de Souk el Djemaa, à 11 km de Téboursouk, la base de l'ABIOD chevauche le Vindobonien.

Les recherches de la SNAP ont montré que ce chevauchement dépasse localement 1 km, avec un rejet à peu près équivalent : il s'agit donc d'une faille inverse de pendage voisin de 45°.

V. - Prolongement de cette "cicatrice" vers le Sud.

L'accident de Téboursouk se prolonge par le diapir de Fedj el Adoum puis par celui du Djebel Kebbouch. On le retrouve ensuite au Djebel Dogra, puis dans les failles SE de l'Araguib Kammra (feuille au 1/50.000 du KEF). Sur la feuille de TADJEROUINE, le chevauchement est encore très net dans le coin NE, où de l'ABIOD repose en contact anormal sur du Burdigalien au Koudiat Sahna. L'accident paraît se perdre pendant une dizaine de kilomètres, mais il n'est pas impossible de penser qu'il est représenté par la série des failles obliques qui déchirent le flanc occidental du synclinal de l'Oued Lassoued, suivant un processus qui rappellerait celui que nous avons longuement décrit dans le cas du flanc occidental du synclinal de Siliana. L'accident reprend son individualité au niveau du Djebel Slata où il est représenté par la faille de Sidi Amor ben Salem et par la faille du col 844.

Dès lors on est certainement en présence d'une suture importante du socle qui sert de séparation entre les deux grands fossés des Oulad bou Rhanem et le Kalaa Djerda. Il coïncide alors avec la faille de Kalaat es Senam à Bou Jaber, et rejoint, 40 km plus au Sud, la faille de Youks les bains, où il limite les fossés de Morsott et de Tébessa.

Pour plus de précision, nous renvoyons le lecteur aux études de P.SAINFELD (1956) et G.DUBOURDIEU (1956).

C H A P I T R E VII

LA TECTONIQUE TANGENTIELLE EN TUNISIE SEPTENTRIONALE

La partie de la Tunisie septentrionale située au N de la limite constituée par la plaine de la haute Medjerda, par l'extrémité septentrionale du diapir de Thibar et par la vallée de l'Oued Tine, est marquée par des phénomènes tectoniques d'un style tout différent de ceux que nous avons étudiés jusqu'alors.

Cette région est assez éloignée du pays qui a fait l'objet ici d'une étude détaillée, mais il nous paraît utile de consigner les observations que nous y avons faites. Celles-ci, jointes aux études de P.SAINFELD et de C.GOTTIS, nous permettront d'esquisser une interprétation de cette région complexe. Cette interprétation n'a pas la prétention de résoudre les problèmes difficiles que pose la Tunisie septentrionale. Il faudrait plutôt y voir une hypothèse de travail pour une étude de la zone de contact entre Atlas tellien et Atlas saharien.

L'aspect de cette Tunisie septentrionale est tellement différent de celui des paysages auxquels nous étions habitués, qu'il nous a paru utile de voir dans quelle mesure les résultats des études récentes, conduites par les géologues travaillant en Algérie, et plus particulièrement par les élèves de "l'Ecole de Besançon", se prolongeaient en Tunisie. Il était, en effet, permis de s'étonner que la frontière algéro-tunisienne soit aussi la limite de deux provinces tectoniques totalement différentes.

A. LA ZONE DES ECAILLES EOCENES

Cette zone s'étend au Sud de Béja jusqu'aux environs de Mateur.

On peut admettre qu'elle est sensiblement limitée au NW par la vallée de l'Oued Joumine puis par la ligne de contact anormal correspondant à la ligne de crête jalonnée par les affleurements triasiques du Kef el Laham, du Djebel bou Ouden et du Djebel en Naga.

I. - La région du Djebel el Haouaria

Le Djebel El Haouaria se situe entre la route de Beja à Ghardimaou et la vallée de l'Oued Béja. Le paysage est constitué par des reliefs très amortis, empâtés par des éluvions et par des colluvions qui sont des terres très fertiles. Il en émerge seulement des affleurements calcaires et quelques bancs gréseux.

Les bancs gréseux correspondent au Burdigalien qui débute par un conglomérat grossier à éléments éocènes et se poursuit par des grès coquilliers gris alternant avec des argiles grises et des sables. Les grès sont minéralisés en Galène, Blende, Cérusite et Smithsonite (P.SAINFELD, 1952, p.97-99). Ces bancs gréseux dessinent deux affleurements principaux parallèles et se recourbent en S : c'est ainsi qu'on remarque au niveau de l'Aïn ez Zebda une boucle périanticlinale. Il n'est pas impossible que certains des bancs, parmi les plus occidentaux, soient renversés.

La position des éléments calcaires et leurs relations mutuelles sont une curiosité géologique. Il s'agit des calcaires de l'Eocène inférieur sous un faciès sub-cristallin gris clair à patine blanche : on y trouve des Echinides, des Térébratulines et des Nummulites.

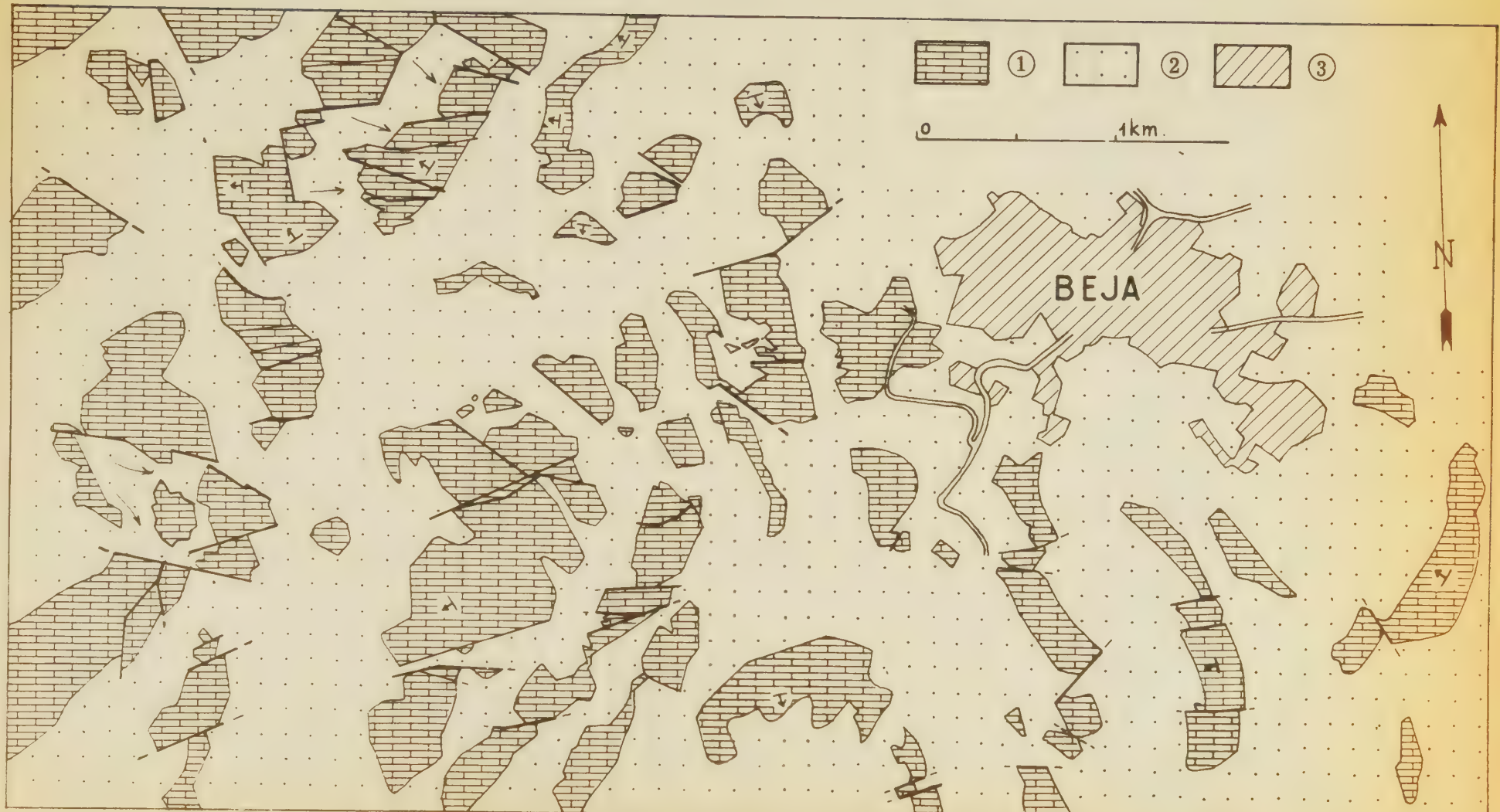
Les calcaires affleurent en fragments discontinus, enveloppés par des sols éluviaux, sur lesquels ils paraissent flotter. Ces calcaires peuvent être caractérisés de la façon suivante :

- dans la plupart des cas, en particulier dans la région située aux abords immédiats de la ville de Béja, les éléments calcaires apparaissent comme limités de tous les côtés par des cassures.
- lorsque l'on fait des prélèvements de microfaune au voisinage de

---

Fig.29 Géologie de la région de Béja.
1 - Eocène calcaire à Nummulites,
2 - Quaternaire,
3 - Ville de Béja.

Fig. 29



ces calcaires, cette microfaune est un mélange de fossiles du Paléocène et du Priabonien.

- on constate que le contour géométrique de nombreux fragments est tel qu'il peut s'emboiter d'une façon presque parfaite dans les déchirures concaves d'affleurements situés parfois à plusieurs centaines de mètres de distance, comme si, dans une translation vers l'E, certains éléments plus petits avaient poursuivi leur chemin, après avoir laissé à la traîne, les fragments les plus gros (fig. 29).

Ces calcaires éocènes ont une épaisseur variable : ils sont plus minces dans la région de Béja (70 m environ) et sous leur faciès à Nummulites que dans les zones plus occidentales, où ils dessinent des synclinaux plus importants et où leur faciès est celui des calcaires à Globigérines, souvent bitumineux. Mais, dans tous les cas, ces calcaires reposent sur une épaisseur considérable de marnes paléocènes (1.000 à 2.000 m) et sont recouverts par les argiles priaboniennes qui posent des problèmes qui seront évoqués plus tard.

Toutes les remarques précédentes permettent d'admettre, comme hypothèse la plus probable, un déplacement tangentiel vers l'E d'une masse particulièrement plastique, au sein de laquelle n'existait qu'une assise compacte, celle des calcaires de la formation METLAOUI. Il est évident que ce banc ne pouvait que se briser en éléments anguleux transportés dès lors, indépendamment, par la masse plastique en transit. L'érosion a ensuite dégagé les éléments calcaires qui apparaissent isolés et entourés par un mélange des deux formations plastiques qui encadraient le banc compact avant qu'il ne fut brisé. Il est possible par ailleurs, qu'à la faveur d'une pente localement suffisante, certains fragments aient pu se déplacer, postérieurement à leur mise en place tectonique, par simple glissement ou par solifluxion.

II. - La région comprise entre l'Oued Joumine et l'Oued Tine

Située au NE de la précédente cette zone est caractérisée par

des affleurements plus réguliers. Les terrains qui y sont représenté sont du même type : marnes inférieures de la formation EL HARIA, calcaires éocènes à Nummulites, marnes priaboniennes, formations oligo-miocènes du Béjaoua.

Sur le front, les écailles sont disposées en faisceau : on a des lanières de calcaires, longues et minces, dont les pendages sont régulièrement dirigés vers le NW. Il y a donc bien structure en écaille, chacun des lambeaux étant chevauché par celui qui lui fait suite, immédiatement au nord.

Vers le NW, on passe à une disposition plus calme et les affleurements éocènes s'ordonnent en plissements réguliers.

La disposition sigmoïde des écailles, plus particulièrement caractéristique dans la partie nord de l'anticlinal de l'Oued Bazina confirme le chevauchement de ces écailles vers le SE. On peut penser que c'est au voisinage immédiat de l'Oued Tine que l'amplitude du déplacement est la plus grande. Or, dans toute la région comprise entre le Djebel Tabouna et Mateur, on remarque l'absence presque totale de calcaires éocènes, à tel point qu'il est possible de se demander si cette absence est le seul fait de l'érosion, ou si cette région des Hédil ne correspond pas justement au décollement de la couverture éocène sur son coussin d'argiles noires paléocènes.

B. LE BEJAOUA OCCIDENTAL

Il correspond au NW de la feuille au 1/50.000ème de BEJA, au-delà du contact anormal du Kef el Laham, du Djebel bou Ouden et du Djebel en Naga, ainsi qu'à la partie orientale de la feuille de ZAOUIET MADIEN et à la bordure nord de la feuille de Souk el Arba. Le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur y ont des faciès constants les calcaires de l'ABIOD, en particulier, sont bien caractérisés par deux barres superposées de 100 à 150 m de puissance. Les épaisseurs varient peu d'un affleurement à l'autre.

Par contre, dans toute la série tertiaire on assiste à des variations considérables de faciès qui soulignent des conditions changeantes de sédimentation :

- le Paléocène est constitué comme d'habitude par des marnes noires à microfaune abondante de la zone à Globorotalia membranacea. Leur puissance est très variable d'un point à un autre.
- L'Eocène calcaire se présente sous deux faciès totalement différents :

a - Le faciès à Globigérines dont l'épaisseur est variable, mais en général assez forte, atteignant parfois 300 m.

b - Le faciès à Nummulites, qui n'est représenté que par quelques petits affleurements d'apparence lenticulaire : Djebel bou Goutrane, Aïn Sadok, Kef Rechga. Ce faciès comprend des marnes glauconieuses à la base, des calcaires riches en fragments d'Echinodermes, avec intercalation de marnes bitumineuses; des calcaires durs, cristallins, en gros bancs forment barre. Des traces nombreuses d'interruption de la sédimentation apparaissent au sommet de ces calcaires, avec des perforations et des Nummulites ferruginisées. La série se termine par 1 m de calcaire perforé riche en Nummulites de taille moyenne, en Lamellibranches, Thersitées, Serpules et dents de Squales. L'épaisseur totale ne dépasse pas 70 m.

- Le Lutétien supérieur est représenté ici par un faciès calcaire à grandes Huîtres et Nummulites millecaput. Localement, comme au Djebel el Hadjra et Touila (C.GOTTIS et P.SAINFELD, 1956), la série se réduit considérablement et la base se présente en blocs qui correspondent à des brèches avec débris d'Huîtres et grandes Nummulites, des calcaires blancs à Lamellibranches , des conglomérats à Orbitoïdés. Au-dessus, on trouve un niveau marneux en place, contenant de gros nodules siliceux à fentes de retraits, construits autour de galets perforés par des Pholades, viennent ensuite 3 m de marnes en plaquettes, des lumachelles et des conglomérats à Huîtres et Ostracodes.

- L'Eocène supérieur est représenté par 80 à 100 m d'une série marneuse, à rares bancs calcaires. C.GOTTIS et P.SAINFELD (1956), notent au Djebel el Hadjra et Touila, à 75 m de la base, un conglomérat roux à grandes Huîtres, dents et ossements de Squales.
- l'Oligocène, et probablement aussi le Miocène inférieur, paraissent représentés dans cette région par un faciès très particulier, peu épais et qui correspond à un environnement côtier ou de mer épicontinentale peu profonde. Cette formation débute souvent par un conglomérat fossilifère à Algues, Spongiaires, Huîtres, Pectens et Amphistégines; au-dessus viennent des alternances de marnes jaunes et de grès ou microbrèches glauconieuses passant à de véritables glauconitites très riches en Globigérines. Ces formations dépassent rarement 40 m.

Les variations considérables des épaisseurs des marnes paléocènes et des calcaires éocènes, ainsi que les changements brusques de faciès, demandent une explication. La série est, en effet, souvent ircomplète, l'Eocène peut manquer totalement et l'Oligocène côtier repose alors directement sur les marnes paléocènes.

Les problèmes posés par ces aspects particuliers ne paraissent pas encore résolus d'une façon totalement satisfaisante, car deux hypothèses peuvent être envisagées :

a) celle de C.GOTTIS qui considère que le facteur essentiel est une poussée orogénique maestrichtienne qui a créé des rides. Sur les anticlinaux les marnes de transition de la formation EL HARIA sont peu puissantes et les calcaires éocènes, lorsqu'ils existent, sont réduits et riches en Nummulites; l'Oligocène débute par des conglomérats et se poursuit par des alternances de microbrèches et de marnes. Dans les synclinaux, l'Eocène est sous son faciès épais à Globigérines; des couches argileuses noires avec quelques intercalations riches en glauconie représentent l'Eocène supérieur. Des alternances plus épaisses de glauconitites sans conglomérats et de marnes figurent l'Oligocène et probablement aussi le Miocène inférieur.

C. GOTTIS admet donc que l'Eocène a été caractérisé par une sédimentation littorale et par des lacunes sur les anticlinaux, par des séries puissantes et monotones dans les synclinaux, avec des passages de faciès extrêmement brusques qui impliquent un coffrage des anticlinaux maestrichtiens. La sédimentation a progressivement régularisé la topographie sous-marine pendant l'époque éocène. Aussi l'Oligo-Miocène de faciès Béjaoua est-il assez constant : seule sa base est plus ou moins conglomératique.

L'aspect actuel résulte de l'influence de l'orogénèse post-burdigalienne : il y aurait eu accentuation des rides antérieurement formées, érosion d'une partie des affleurements minces des axes anticlinaux et chevauchement des séries incomplètes des auréoles anticlinales par les puissantes séries des synclinaux, pincés par cette phase tectonique superposée. Les ruptures se sont produites le long des plans redressés des anticlinaux, là où existaient les variations brutales de faciès.

On peut se demander dans quelle mesure une telle hypothèse correspond à des faits connus. Nous avons noté que l'hypothèse comporte deux options, l'une qui fait intervenir une sédimentation particulièrement contrastée, l'autre qui implique une tectonique assez inhabituelle.

Si nous nous reportons à l'étude précise que nous avons faite du pays de Maktar, nous avons dans cette région un exemple remarquable d'un mode de sédimentation qui rappellerait beaucoup celui qu'imagine Ch.GOTTIS. Les choses remontent, à Maktar, à une époque plus ancienne, puisque ce sont des bombements post-campaniens que nous y avons mis en évidence. La zone septentrionale de l'anticlinorium des "kalaats" est marquée par l'absence locale complète des calcaires de l'ABIOD. Ceux-ci sont, lorsqu'ils existent, beaucoup plus minces que dans le synclinal d'Ellès, mais les conditions de sédimentation sont constantes et les faciès ne varient pas : on peut admettre une sédimentation synorogénique, sédimentation chimique synchrone de la formation

très lente de rides anticlinales. Un comblement avec nivellement relatif se fait au niveau des marnes d'EL HARIA, puis les rides s'accentuent de sorte que l'Eocène ne fait que balayer certains hauts-fonds (rides du Belouta) et présente un faciès à Nummulites, mince, sur les anticlinaux (kalaats et kessera), et un faciès épais à Globigérines dans les synclinaux (Ellès et auréole du Djebel Halfa). Le faciès à Nummulites est discordant jusque sur le Santonien moyen, au sommet des rides; il est concordant sur une formation EL HARIA contenant du Danien, dans les synclinaux.

Quant à l'option tectonique de Ch.GOTTIS, lorsqu'on a affaire, comme c'est ici le cas, à une tectonique superposée et épiglyptique, on voit en général des failles se développer dans les anticlinaux au cours de la phase postérieure à l'érosion : les anticlinaux chevauchent alors les synclinaux qui les bordent. On connait pourtant quelques cas, et je pense, en particulier à certains synclinaux de la fosse vocontienne, ou des structures synclinales à sédimentation épaisse chevauchent, symétriquement sur chaque bord, des séries anticlinales plus minces.

On peut donc trouver dans la nature, des exemples conformes au schéma qu'a proposé Ch.GOTTIS comme explication des relations brutales entre les faciès variés du Béjaoua.

b) La seconde hypothèse, susceptible d'expliquer les contrastes brusques entre deux séries tertiaires dont la plus épaisse occupe toujours les points hauts, fait intervenir des actions tangentielles importante Le décollement se serait produit dans la masse énorme des argiles d'EL HARIA, sans qu'il soit possible de lui fixer une position dans cette entité plastique qui atteint près de 2.000 m.

On aurait une nappe constitutée surtout par de l'Eocène : argiles noires d'EL HARIA à la base, calcaires à Globigérines et quelques affleurements de marnes schisteuses à lentilles calcaires de l'Eocène supérieur.

Sur l'Oligo-Miocène à faciès côtier du Bejaoua (marnes sableuses et glauconites à Pectens), transgressif lui-même sur une surface d'érosion, reposeraient des lambeaux dont le constituant principal est l'Eocène inférieur sous son faciès calcaire épais à Globigérines.

L'enracinement de cette unité charriée correspondrait simplement au grand contact anormal des djebels Rbeiba et Bou Goutrane, ainsi qu'à celui du goulet de l'Oued Kasseb.

Une étude de grand détail des positions respectives des affleurements éocènes avec analyse systématique des microfaunes permettrait peut-être d'opter pour l'une ou l'autre des deux hypothèses envisagées, mais l'importance des colluvions, remaniées sans cesse par l'homme, rend difficile l'observation des contacts. Seule une série de petits forages sur les affleurements d'Eocène à Globigérines permettrait de savoir s'ils sont ou non en place.

C. LA NAPPE DU FLYSCH OLIGOCENE

I. Généralités.

Pendant longtemps les géologues qui travaillaient en Tunisie, en particulier P. SAINFELD et Ch. GOTTIS se refusèrent à admettre l'existence d'un contact anormal général entre l'Oligocène de Kroumirie et son substratum. Ils ne voulaient y voir qu'un contact transgressif, comme L. DAVID le voulait aussi en Haute-Medjerda.

Mais P. SAINFELD, grâce à des levers minutieux, finit par se convaincre lui-même de la réalité d'un contact anormal général. Dès 1956, dans les notices des cartes au 1/50.000e de FERNANA et de ZAOUIET MADIEN, il admet ce contact ainsi que la présence de lambeaux de glissement : "l'alignement numidien Djebel Bou Khezara-Djebel Bent Ahmed-Koudiat Ma Kourzia... serait une nappe de glissement venue du NW, séparée en deux moitiés inégales par une entaille laissant apparaître le Trias sous-jacent, et qui reposerait sur un

substratum crétacé au N, miocène au S, avec deux petits témoins sénoniens coincés sur le bord sud, entre Numidien et Trias ... La mise en place serait post-burdigalienne ... et l'amplitude du déplacement horizontal limité à une dizaine de km".

Dans cette option, la valeur du déplacement, chiffré à une valeur d'une dizaine de km, implique que le lambeau s'est déplacé seul, après avoir été détaché du reste des formations oligocènes : l'auteur admet implicitement que le reste de l'Oligocène est demeuré pratiquement en place, mais aucun argument ne permet d'affirmer cette position subautochtone. On peut tout aussi bien admettre que l'alignement du Bent Ahmed appartient à l'ensemble numidien et que c'est la totalité de cet ensemble qui s'est déplacé sur une distance inconnue, ce qui d'ailleurs n'empêcherait pas certains éléments de poursuivre indépendamment leur mouvement en avant du front général, à la faveur d'une pente adéquate créée par une perturbation tectonique locale.

II. Les contacts frontaux.

En plus du remarquable lambeau du Bent Ahmed, il convient de rappeler un des points les plus classiques du contact du Numidien avec son substratum.

Au SE d'Aïn Draham, aux abords de l'Aïn Djanntoura, une carrière fut ouverte au lieu dit Aïn Bou Salem pour exploiter les calcaires aturiens. Ces calcaires sont maestrichtiens dans leur partie supérieure : ils sont fortement érodés et criblés de trous de Pholades. Au-dessus, avec discordance angulaire très sensible vient du Burdigalien marin avec des marnes à microfaune riche, des calcaires à Miogypsines, des lumachelles à Huitres et Pectinidés, des grès calcareux et des conglomérats à galets de calcaires à Nummulites irregularis et ciment gréso-calcaire à Lamellibranches et Miogypsines.

L'affleurement miocène est coupé en deux par des cassures injectées de Trias : il est recouvert par des lames de Trias, puis

par une formation qui comprend peut-être encore du Miocène à la base mais rappelle plutôt l'Eocène supérieur sous le faciès qu'il possède en général à la base du flysch oligocène. Cet Eocène supposé est fait de marnes et d'argiles de teinte foncée, souvent schisteuses, avec des lits ou des lentilles de glauconites et des blocs calcaires jaunes ou gris noir, à patine rousse.

Mais il est particulièrement important de noter que souvent on trouve dans cette dernière formation des faciès tout à fait comparables à ceux qui ont été décrits en Algérie sous le nom de flysch crétacé de la base des nappes C (A. CAIRE et M. MATTAUER) :

- à l'Oued ed Dib, une microfaune arénacée, sans âge certain, mais des marnes gypseuses et des microbrèches en grandes plaques à microfaune maestrichtienne, des argiles vertes et des calcaires siliceux à patine jaune ;
- le seuil marneux situé au N du Koudiat bou Mouteg, "entre les anticlinaux de l'Oued Mkimène et de Sidi Mizouni" (P. SAINFELD, 1956), montre des argiles gypsifères verdâtres à plaques microbrèchiques calcaires riches en microfaune campanienne.

L'argument d'après lequel il s'agit de microfaunes remaniées a été souvent évoqué : ce fut longtemps l'argument des adversaires des nappes du flysch dans les Alpes françaises. Il est bien étrange que des faunes remaniées soient en excellent état et qu'on n'observe jamais aucun mélange avec des microfaunes éocènes ou oligocènes. Il n'est donc pas interdit de penser qu'il s'agit de lambeaux crétacés, arrachés à une lointaine province, comme c'est le cas pour les éléments de base des nappes C en Algérie. Le seul problème qui se pose est de savoir si l'importance de ces affleurements est suffisante pour qu'il soit nécessaire d'en faire une unité structurale indépendante ou s'il faut n'y voir que des écailles d'arrachement.

De toute façon ces brèches soulignent une discontinuité tectonique dans la série, discontinuité qu'on retrouve dans le paysage,

car le flysch possède une tectonique propre, totalement indépendante de celle de son substratum.

Un dernier argument confirme la matérialité du contact anormal : dans de nombreux cas, comme par exemple sur tout le pourtour de la "fenêtre des Nefza", des lambeaux de coussinets gypseux apparaissent en chapelet entre le Numidien typique et son substratum : aucun argument ne permet d'en faire autre chose que du Trias. Sur la feuille de SOUK EL KHEMIS également, en particulier à l'Aïn Tellet el Kseub, la ligne de contact anormal est injectée de Trias.

III. Nature de la cicatrice Aïn Draham-Cap Serrat

Dans notre esquisse tectonique générale de la Tunisie, nous avons fait de l'accident T_6 une ligne structurale majeure, au même titre que la faille du Zaghouan ou que la cicatrice de Téboursouk, ce qui souligne une liaison certaine avec le socle (transversale (k) de L. GLANGEAUD). Il y a donc là nécessairement interférence de deux phénomènes tectoniques indépendants : un accident du socle et une ou plusieurs nappes de glissement qui lui seraient superposées. Il semble que l'hypothèse la plus raisonnable consiste à admettre que l'accident T_6 rejoua postérieurement à la mise en place de la nappe, au moment de l'effondrement de la Méditerranée occidentale. Dans les Nefza, l'injection de l'accident par des roches basiques paraît correspondre à une période récente de diastrophisme qui fournit aussi les neks andésitiques de Mateur, dont la composition est, aux erreurs d'analyse près, la même que celle des coulées subactuelles de l'Etna.

Le rejeu récent de l'accident T_6 aurait créé une zone particulièrement sensible à l'érosion. Un point haut correspondrait au Djebel Bessaougi ce qui aurait permis au lambeau oligocène du Bent Ahmed de poursuivre, solitaire, son glissement vers le SE pendant que ces mêmes mouvements redonnaient une vigueur nouvelle au diapirisme local.

C H A P I T R E VIII

LES PHASES OROGENIQUES

Des faits stratigraphiques et tectoniques que nous venons d'exposer, il convient maintenant de dégager quelques traits généraux, de situer en particulier dans l'échelle des temps géologiques les pulsations majeures, responsables de la structure de la Tunisie. Si l'évolution de la Terre résulte d'une série continue d'évènements, on peut pourtant, localement, trouver des époques où l'activité orogénique s'amplifia au point de modifier presque brutalement des paysages qui évoluaient plus paisiblement dans les périodes calmes. Il sera intéressant de voir que ces phases n'intéressèrent souvent qu'une partie du territoire tunisien : des zones d'activité s'individualisent à telle ou telle époque. Ces zones ont pu se déplacer régulièrement, mais les diverses régions ont enregistré le passage de l'onde orogénique avec des nuances qui soulignent toute l'histoire géomorphologique locale. C'est l'analyse de ces aspects multiples qui permet, en sens inverse, de situer l'origine, et de rétablir le déroulement du "drame".

A. LA TECTONIQUE D'AGE SECONDAIRE.

I. Les phases anciennes.

La tectonique d'âge primaire est encore inconnue en Tunisie pour la bonne raison que les séries de cette époque ne sont jamais visibles, si l'on excepte le Permien du Tebaga de Médenine. Les nombreux sondages effectués dans le Sud-tunisien par la SEREPT permettraient sans doute de se faire une bonne idée des phases orogéniques qui affectèrent cette partie de la Tunisie, mais le secret qui enveloppe ces recherches menace de retarder pendant de nombreuses années la publication des résultats obtenus. Le seul fait fondamental

connu est que la zone des fractures de Gafsa représente une structure très ancienne et qu'elle fonctionnait déjà comme flexure continentale dès le Namurien.

Des manifestations tectoniques importantes se produisent au cours du Trias et à la fin de celui-ci. Elles sont bien caractérisées en Tunisie par la discordance autrichienne du Jurassique sur le Trias. Cette tectonique correspond probablement aux distensions triasico-liasiques qui ont séparé le bloc européen du bloc africain.

Au Jurassique une subsidence très forte permettait des dépôts abondants dans le fossé des chotts ; mais des chapelets de hauts-fonds étaient déjà individualisés : c'est ainsi que l'axe NS formait dès cette époque une sorte de barrière, première séparation entre les provinces orientale et occidentale de la Tunisie. Pendant ce temps la plate-forme saharienne était stable avec des dépôts littoraux ou de mer épinéritique peu profonde.

II. La phase antécénomanienne.

Pendant tout le Crétacé inférieur la Tunisie est recouverte par une mer profonde, par suite de l'accentuation de la tendance transgressive qui se manifestait dès la fin du Jurassique.

Jusqu'à la fin de l'Aptien les zones paléogéographiques sont régulièrement disposées suivant des bandes de direction E-W. La régression débute à l'Hauterivien avec un envahissement progressif des territoires du Sud par une nappe de sables de type continental. Le maximum de cette régression est atteint au Barrémien.

La grande transgression du Crétacé moyen débute dès l'Albien, mais elle est accompagnée de phénomènes orogéniques importants. C'est le moment où commence à s'individualiser l'île de Kasserine. Des soulèvements se produisent le long de l'accident NS (II) ainsi que dans la partie méridionale de l'accident (T_2) : une lacune de l'Albien souligne ces mouvements jusqu'au N du Djebel Serdj. C'est

aussi l'époque où s'accentue fortement la montée des diapirs, amorcée dès le Néocomien. Aussi le Cénomanien, franchement transgressif, repose-t-il en discordance sur une surface complexe faite des terrains du Crétacé inférieur plissés et localement érodés.

III. Les bombements précurseurs de la première phase alpine.

A partir du Cénomanien, les grandes divisions paléogéographiques de la Tunisie sont fixées. C'est au Sénonien que des mouvements légers se manifestent dans toute la Tunisie : ils provoquent un soulèvement épirogénique de toute la région centrale qui s'accompagne de l'émersion définitive de l'île de Kasserine. Des subsidences compensent cette montée : la mer santonienne s'éloigne des masses ascendantes et dépose des séries épaisses dans certains fossés. L'un d'eux provient de la migration de l'ancienne fosse jurassique du Djérid jusqu'au N de Gafsa : la flexure de Gafsa se trouve dès lors individualisée. Toute la région du Serdj et de Maktar est fortement bombée et émerge peut-être, constituant un bastion avancé de l'île Kasserine sur l'axe de la Dorsale : dans toute cette région l'ABIOD ne se dépose pas ou est érodé avant la transgression tertiaire. A l'E de l'axe NS et de la faille du Zaghouan débutent les effondrements qui se poursuivront épisodiquement jusqu'à nos jours : 500-900 m de calcaires blancs se déposent au Djebel Halfa et dans la région de Sousse pendant le Campanien et le Maestrichtien. Le NW lui-même montre des traces d'ondulations qui se marquent par des variations constantes des épaisseurs : l'amplification de ces structures à la fin du Secondaire expliquerait, dans l'hypothèse de Ch. GOTTIS les juxtapositions aberrantes et brutales des deux faciès typiques de l'Eocène inférieur du Béjaoua.

B. LA TECTONIQUE D'AGE TERTIAIRE

I. La phase oligocène

Le Danien est marqué par une régression accentuée qui dégage toute la Tunisie orientale. Certains mouvements se poursuivent pendant le Paléocène : fossés subsidents le long de l'axe NS, bombements au SE de Maktar, où l'Eocène supérieur sera discordant sur tous les termes inférieurs jusqu'à l'Aptien. Les sédiments de l'Eocène inférieur manquent aussi le long de l'accident (a), au Krechem el Artsouma comme à Chorbane, ainsi, semble-t-il, que sur l'accident qui longe le Cap Bon.

L'Oligocène fournit dès le début la preuve de perturbations importantes nées de mouvements orogéniques lointains. Le tectorogène de la Méditerranée occidentale s'ébauche : une nappe de sédiments détritiques envahit toute la moitié NE du territoire tunisien et s'y dépose souvent sous des épaisseurs considérables. Un soulèvement général accompagné de plissements fait émerger l'ensemble de la Tunisie à l'Oligocène supérieur, mais les plissements s'arrêtent au niveau de la Dorsale et de l'accident NS : la province orientale est caractérisée par la concordance du Miocène sur l'Oligocène.

Vers le Sud l'onde tectonique vient buter au niveau de Gafsa sur le bloc africain et construit l'alignement aberrant du Bou Ramli et du Ben Younès.

Il faut bien noter que dans toute la Tunisie autochtone, les grès oligocènes (sous leur faciès Chérichira) sont concordants sur la formation SOUAR. La phase tectonique date donc de la fin de l'Oligocène : c'est une phase majeure et l'on peut considérer que l'essentiel de la Tunisie lui doit sa structure.

II. La phase vindobonienne.

La fin du Nummulitique a été marquée par une phase importante de plissement et d'érosion dans le NW, de sorte que le Miocène ma-

rin n'occupe que les vallées et certaines zones abaissées du type sillon périphérique, comme la plaine de la Medjerda, c'est-à-dire en fait les points bas des domaines où l'Oligocène était pratiquement absent. Au contraire, dans la partie septentrionale du "sillon tunisien", là où la sédimentation oligocène fut considérable, le Miocène ne mord guère sur la zone plissée. Par contre la sédimentation est abondante dans toute la Tunisie orientale ; le Miocène y est presque toujours concordant sur l'Oligocène. Les épaisseurs les plus importantes sont atteintes au Cap Bon et dans le Sahel de Sfax.

Une phase sensible se manifeste vers la fin du Vindobonien et marque le passage à la sédimentation détritique discordante du Mio-pliocène continental. C'est l'époque où se soulève l'extrémite distale du Cap Bon : le Pliocène marin, subhorizontal y est en discordance de 20 à 40° sur le Miocène.

Dans le Nord de la Tunisie, l'arrivée des nappes débute après le Burdigalien et se poursuit pendant le Miocène supérieur sous la poussée d'une onde de compensation induite par l'affaissement du tectorogène à la fin de l'Oligocène.

Cette phase ante-pliocène, qui provoqua le départ d'une énorme vague d'érosion, me paraît avoir joué pour la Tunisie orientale un rôle beaucoup plus grand que celui qui lui est réservé par G. CASTANY ou P.F. BUROLLET. L'un des meilleurs arguments est, me semble-t-il, qu'il est impossible de mettre en évidence dans le Mio-plio-quaternaire continental de cette zone une discontinuité majeure qui soulignerait la prétendue "phase paroxysmale" quaternaire, alors que cette discontinuité est bien visible au voisinage des guirlandes de la zone des chotts et le long des accidents anciens qui ont typiquement rejoué au Quaternaire.

C. LA TECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE

G. LE MESLE ne s'étonnait pas le moins du monde de trouver du Pliocène fortement plissé, mais il fut un des seuls à insister sur ce fait. Il devint classique ensuite de considérer comme négligeables les déformations postérieures au Miocène à telle enseigne que toute une série de plissements paraissent avoir posé des problèmes à de nombreux auteurs qui s'acharnèrent à faire de ces séries plissées du Miocène supérieur : l'invention du sahélien en particulier paraît devoir beaucoup à cette optique, car il est très curieux de noter que parmi des affleurements de lithologies identiques et de faunes semblables, tous ceux qui sont déformés furent décrits comme saheliens (par exemple par M. SOLIGNAC) alors que tous les niveaux horizontaux, ou tout au moins dont la pente était suffisamment faible pour correspondre à une pente normale d'un fond de mer, furent décrits comme appartenant au Pliocène.

En Algérie, géologues et géographes se sont opposés longtemps à l'interprétation mobiliste de certaines formations pliocènes et quaternaires, bien que dès 1927 L. BLANCHAUD insistât sur le rôle essentiel des plissements plio-quaternaires (postastiens) dans l'évolution morphologique récente de l'Algérie actuelle. M. DALLONI avait signalé en 1915 des déformations des formations villafranchiennes dans le Tell et la région de Mascara.

En Tunisie il faut attendre les remarques de R. VAUFREY (1934), G. CASTANY ou Ch. POMEROL (1947), J. LAFFITE et F. DUMON (1948), M. ARNOULD (1949), pour voir affirmées la réalité et l'importance de la phase tectonique plio-quaternaire. Nous avons déjà souligné l'opinion de G. CASTANY qui dans ses nombreux travaux fit de cette phase tectonique l'élément fondamental de l'orogenèse tunisienne. Cet auteur semble avoir été trop loin, par suite d'une réaction normale contre certaines opinions immobilistes et inébranlables. Il

nous est apparu que la tectonique est plus nuancée : si toute une province méridionale et orientale n'a effectivement subi que des plissements quaternaires, le reste de la Tunisie est née d'une longue suite de pulsations orogéniques, où la phase quaternaire ne se manifeste souvent que très discrètement, en accentuant telle structure preexistante, en accélérant tel processus d'érosion.

Il est impossible actuellement de nier l'importance de la phase quaternaire. Son originalité demande qu'on s'y intéresse plus particulièrement.

I. Les preuves d'une tectonique post-pliocène.

- 1°) Si l'on va de Tunis à Bizerte, on traverse plusieurs séries de collines : la dernière avant Bizerte correspond à l'ensemble du Kéchabta où des plissements intenses ont affecté la totalité du Mio-Pliocène. Il s'agit de plis de couverture se manifestant plus particulièrement dans les bassins subsidents où un Miocène épais s'était déposé. Au col, le flanc NW de l'anticlinal montre des grès jaunes pliocènes en pendage inverse de 40°. Plus à l'Est, la vallée de l'Oued Tella fournit la coupe d'un pli couché typique : les grès de Porto Farina reposent alors sur du Villafranchien pratiquement horizontal.

- 2°) A l'W de Bizerte, sur le bord septentrional du lac Ichkeul existe un gisement devenu classique de Villafranchien (C. ARAMBOURG et M. ARNOULD, 1949). "L'ensemble de la série est affecté d'un fort pendage (50 à 60°) ... et repose, à sa base, sur les argiles pliocènes brunes par l'intermédiaire d'un mince banc de conglomérat". A la cote 10-12 m, une plage quaternaire horizontale couronne la petite falaise qui domine la Garaet Ichkeul.

-3°) A Monastir une plage quaternaire récente (Ouljien = Tyrrhénien III) normalement située à 6-8 m, est localement déformée en dôme faillé et certains points dépassent 30 m : il y a là une déformation de l'ordre de 25 m en quelques 30.000 ans.

-4°) Dans tout le Sud-tunisien, le domaine des guirlandes montre des formations pontiennes, parfaitement datées par leur faune de Vertébrés, et concordantes sur toute la série antérieure. Plusieurs centaines de mètres de sables grossiers et de conglomérats reposent sur ce Pontien et sont plissés avec lui. Au sommet un calcaire à Cardium, daté du Villafranchien supérieur est légèrement discordant sur la série détritique précédente mais présente encore, au Nord des chotts, des pendages qui atteignent souvent 20 à 25°. Si l'essentiel de la phase tectonique paraît se situer ici à la base du Villafranchien, ses séquelles se poursuivent encore en plein quaternaire franc.

Ces quatre exemples ne sont que des échantillons des manifestations tectoniques plio-quaternaires en Tunisie. L'existence même de cette phase n'a plus en fait besoin de preuves, mais il est intéressant de situer dans l'espace les formes qui la caractérisent en essayant de dégager la réalité de provinces orogéniques et, lorsqu'il y a superposition, de fixer la part qui revient à cette phase ultime dans l'histoire du paysage.

II. Les principales provinces orogéniques plio-quaternaires

Quatre de ces provinces s'imposent facilement par l'analyse des évènements tectoniques récents. Ce sont du Nord au Sud :

- 1°) La zone des nappes.

Les manifestations récentes y sont difficiles à déceler en raison surtout de l'absence de sédiments typiques. Seule peut se dégager une phase de détente correspondant aux derniers effondrements de la Méditerranée occidentale. Les failles qui en résultèrent sont probablement d'âge pliocène car elles sont postérieures à l'immobilisation des nappes qui s'est produite, semble-t-il, au début du Pliocène seulement.

Beaucoup de gîtes métallifères du type Pb et Zn paraissent directement en rapport avec cette période de diastrophisme. Ces venues

intéressent parfois certaines formations lacustres pisolitiques qu'on peut raccorder aux épandages salétiens : il est impossible pourtant d'affirmer que ces gîtes ne sont pas d'origine supergène, ce qui retirerait pratiquement toute valeur à cet argument. Enfin ce même réseau de failles est localement injecté de roches éruptives basiques dont la parenté remarquable avec les magmas récents de la Sicile constituerait une preuve de leur jeunesse (A. JAUZEIN, 1952).

- 2°) La zone des diapirs.

Une évolution sensible des diapirs tunisiens depuis le Miocène ressort facilement même d'une étude succincte. C'est ainsi qu'on trouve souvent au sommet des diapirs des formations sédimentaires grossières du Miocène ou du Pliocène, dans une position topographique et à des cotes qui impliquent une remontée du diapir de 100 à 150 m depuis le dépôt de ces formations.

Sur les flancs des diapirs la plupart des auteurs ont signalé le rebroussement des formations récentes, en particulier des pendages aberrants dans certaines croûtes quaternaires, dont la formation demande des pentes qui ne peuvent dépasser une dizaine de degrés.

- 3°) La zone des plis atlasiques.

On ne peut pas y définir de plissements plio-quaternaires typiques car la tectonique y est superposée à des structures qui avaient atteint une amplitude importante dès la phase oligocène. De plus cette zone correspond en fait à une région où les phénomènes de distension paraissent avoir joué le rôle essentiel. Aussi les rejeux plio-quaternaires y semblent localisés sur des accidents directionnels préexistants ou le long des failles transverses qui soulignent les fossés d'effondrements.

- 4°) La zone des plissements plio-quaternaires typiques.

Elle enveloppe la précédente depuis le Sud des Aurès jusqu'au Cap Bon en s'épanouissant entre Gafsa et Sousse. On peut y distin-

guer deux sous-zones correspondant aux guirlandes et au Sahel qui diffèrent par le détail de l'évolution tectonique et par la nature même de la sédimentation.

a. Les guirlandes

Au Mio-Pliocène, la sédimentation est active et les dépôts atteignent souvent plusieurs centaines de mètres. La subsidence est sensible, mais localisée à des synclinaux qui balancent l'ébauche de certains axes atlasiques. La topographie demeure uniforme : l'absence de galets du Sénonien ou de l'Eocène en témoigne.

- les sables proviennent certainement du démantellement des dômes nés de la première phase orogénique atlasique, tel le Fedjedj avec sa série siliceuse wealdienne et ses grès albo-aptiens : ces sables sont surtout localisés dans les bassins qui drainent les combes ;

- les argiles se sont déposées vers l'extérieur des structures par érosion cataclinale des reverts de crêts qui fournissent des éléments fins et des argiles de décalcification. Argiles et sables peuvent donc être considérés comme des sédiments synchrones, leur répartition dépendant d'une part de la topographie instantanée et d'autre part de l'évolution des processus d'érosion.

Au Villafranchien, et probablement déjà à la fin du Pliocène, l'accentuation des mouvements orogéniques se manifeste par un accroissement de la taille des éléments détritiques, par la multiplication des lentilles de conglomérats dont les constituants sont tous d'origine locale.

Il faut pourtant se méfier des conclusions trop hâtives et R. COQUE, 1961, note que cette période est marquée aussi par l'apparition de poudingues au sommet des formations argilo-sableuses "mio-pliocènes" du piémont du Tébaga, dans un domaine stable, ce qui implique une modification climatique.

Il n'en demeure pas moins certain que la phase villafranchienne

fut ici essentielle puisque ces poudingues plio-villafranchiens, qui atteignent souvent 400 à 500 m de puissance sont concordant sur le Miocène avec des pendages qui atteignent la verticale sur les flancs SE des plis.

b. Le Sahel.

L'étude des sondages et de la géologie de surface a montré que cette région est caractérisée au Miocène par une subsidence intense atteignant 2.000 à 3.000 m. A partir du Pontien il y a renversement de subsidence et rejeu inverse de certaines structures anciennes. C'est ce que nous avons noté dans les dômes faillés qui jalonnent le grand accident Krechem el Artsouma-Mahdia ; la subsidence y fut maximale au Sud, mais dès la fin du Sarmatien la sédimentation fait place à une remontée lente qui se manifeste par des plis déjetés vers le NW qui affectent toute la série jusqu'à la croûte villafranchienne, avec des aspects de discordance progressive, typique d'une évolution constante dans le même sens. Simultanément, s'instaure au NW, dans les bassins de Kairouan, une subsidence quaternaire qui accumule plusieurs centaines de mètres de sédiments fluviatiles. Toute cette région permet de déceler des dômes ou des anticlinaux à matériel plio-villafranchien grâce aux pendages des formations encroûtées. La géophysique a toujours confirmé sous ces plissements l'existence de structures complexes en profondeur, comme le veut la loi de dysharmonie anticlinale.

Cet aspect rappelle beaucoup l'évolution de la série mio-quaternaire de la Sicile centrale et confirme les analogies tectoniques entre la Tunisie et la Sicile.

III. Les dernières déformations quaternaires.

Pendant longtemps deux écoles se sont opposées dans l'interprétation de certains niveaux élevés du quaternaire, une école mobiliste ramenant tout à des déformations, une école eustatique qui ne voulait voir dans ces niveaux que le résultat d'oscillations clima-

tiques du niveau des mers. Après un stade d'opposition systématique, le conflit s'est appaisé par "érosion" progressive des arguments des deux écoles. Les deux hypothèses interfèrent dans la plupart des cas.

Il est bien évident que certaines formes ne peuvent s'expliquer par le seul eustatisme qui demande des dépôts subhorizontaux et c'est en corrigeant les modes de raisonnement d'une école par ceux de l'autre que l'on peut arriver à une synthèse satisfaisante.

La question des lignes de rivage est à cet égard particulièrement instructive ; la bonne définition des niveaux marins est d'une grande utilité dans la définition des pulsations récentes. Nous en donnerons deux exemples :

- au Cap Bon, on connaît maintenant, après le Pliocène, quatre niveaux sensiblement de 7 m, 14 m, 25 m, et 40 m ou plus. Nous savons déjà que le Pliocène est discordant au N du Cap Bon et concordant au Sud, ce qui nécessite un soulèvement différentiel de la pointe du Cap Bon après le Vindobonien. Actuellement le Pliocène ne dépasse pas 110 m dans la pointe du Cap Bon alors qu'il monte à plus de 250 m dans la région de Nabeul : il y a donc eu, après le Pliocène, un mouvement de bascule qui a soulevé le pédoncule du Cap en abaissant la pointe ou en la laissant immobile. La subsidence énorme du fossé de Grombalia peut être considérée comme la compensation locale de ce soulèvement. Ce mouvement de bascule s'est probablement poursuivi pendant une partie du Quaternaire, car on ne connaît que deux ou trois plages au bout du Cap alors que les quatre plages sont bien caractérisées mais à des niveaux aberrants, dans la zone de Nabeul : la plage de 35 m du km 61 de la route Tunis-Sousse est assimilable par sa faune à la plage normale de 14 m, les niveaux à Cardium des environs de Nabeul qui s'échelonnent entre 60 et 120 m correspondent à l'une ou l'autre des plages supérieures situées normalement à 25 ou 40 m. L'absence des hauts niveaux, à la pointe du

Cap résulterait simplement du fait que l'abaissement les a placés en pleine mer et que les niveaux récents les recouvrent, alors qu'ailleurs ils y sont emboîtés.

- La plage de 7 m est bien définie maintenant dans toute la Méditerranée. Qu'on l'appelle Ouljien, Néotyrrhénien ou Tyrrhénien III n'a aucune importance. Le niveau existe presque constamment et son origine eustatique est probable. En Tunisie on le retrouve partout, mais en quatre points au moins il est déformé par des processus qui ne peuvent être que tectoniques :

= dans les environs de Métline, à l'E de Bizerte, J. PIMIENTA a noté la déformation de ce niveau par le rejeu d'un remarquable anticlinal pliocène préexistant ;

= à Gamarth, sur la plage de Raouat les Strombes sont à la cote 0, par suite de la subsidence actuelle du delta de la Medjerda;

= à Monastir, cette même plage est déformée en dôme faillé ;

= dans le fond du golfe de Gabès, elle ne dépasse pas 3 à 4 m car la subsidence caractéristique de ce golfe se poursuit de nos jours : c'est elle qui explique l'absence de toute autre plage quaternaire dans cette région, pratiquement depuis le parallèle de Sfax.

Les côtes apparaissent donc comme des lieux particulièrement susceptibles de fournir les arguments nécessaires à la définition des mouvements récents.

Il sera beaucoup plus difficile de définir de tels mouvements en plein coeur d'un pays. Nous avons déjà dit comment la réalité de la "phase gafsienne" est niée par des auteurs comme R. COQUE qui affirme que les silex acheuléens de Gafsa ont été trouvés dans du Villafranchien remanié et consolidé par croûte calcaire, et s'appuie d'autre part sur le fait général que le glacis acheuléen typique n'est jamais déformé.

IV. Relations entre les provinces orogéniques quaternaires.

Deux des quatre provinces décrites présentent un intérêt plus particulier, car la phase tectonique plio-quaternaire y a eu des

conséquences plus importantes et mieux caractérisées que dans les deux autres. Il s'agit d'une part de la province atlasique où l'essentiel de la tectonique correspond à la formation des fossés transverses, c'est-à-dire d'une province qui apparaît comme une zone de distension et d'autre part de la province externe, caractéristique d'une zone de compression. Les relations entre ces deux provinces posent un problème de synchronisme des phénomènes tectoniques. Trois hypothèses sont possibles parmi lesquelles il est difficile de choisir à partir des seuls arguments tirés de l'étude de la Tunisie. En conclusion de ce travail, nous rappellerons les hypothèses de G. CASTANY et de G. DUBOURDIEU et nous en proposerons une troisième à la réflexion et au jugement des spécialistes de la tectonique méditerranéenne.

- 1. L'hypothèse de G. CASTANY.

C'est celle d'une évolution dans le temps des manifestations orogéniques. Après une phase de compression qui reprend certaines structures atlasiques et qui crée les plissements de la zone externe, une phase de détente se traduit, dans la zone où la mosaïque nord-africaine est plus complexe, par des effondrements générateurs des fossés transverses.

- 2. L'hypothèse de G. DUBOURDIEU.

G. DUBOURDIEU, 1956, p. 614 et suivantes, applique au Maghreb oriental la théorie des courants de convection. Il y aurait, à une époque donnée des aires de surrection et d'affaissement séparées par une zone de tectonique tangentielle ; cette zone serait divisée en deux bandes parallèles, une bande de distension et une bande de compression. Dans l'hypothèse où les courants se meuvent par rapport à la croûte, une zone tectonique se déplacera progressivement au cours des temps. Enfin "les déformations tangentielles d'un même ordre ne se répartiront sur une bande d'orientation et de tracé définis que si elles se sont produites simultanément ; inversement,

les phénomènes orogéniques d'âges différents ne pourront en général se grouper au voisinage d'un axe nettement caractérisé".

Nous pensons personnellement que lorsqu'on cherche à appliquer une théorie aussi vague que celle des courants de convection, on peut lui faire dire n'importe quoi, c'est-à-dire qu'il est toujours possible de l'adapter aux faits d'observation.

Le seul fait important certain est la migration vers le SE des manifestations tectoniques au cours du "drame" alpin. Rien ne permet d'affirmer que les guirlandes villafranchiennes sont contemporaines de la formation des fossés d'effondrement. Quant à l'importante de la fosse du Djérid, elle est parfaitement hypothétique : cette fosse était bien caractérisée au Jurassique, mais elle a migré rapidement vers le N au cours du Secondaire. Les guirlandes se sont formées à son emplacement et la subsidence locale est pratiquement terminée depuis la base de l'Eocène, c'est-à-dire bien avant les plissements.

Le point de départ de la phase alpine fut la constitution du "tectorogène oligocène" de la Méditerranée occidentale. Il est tout à fait normal que l'onde tectonique se soit développée vers le SE, c'est-à-dire vers le socle africain pour la simple raison qu'une phase superposée peut reprendre des structures anciennes, mais qu'à partir d'une certaine amplitude, il est mécaniquement plus simple que les plissements se constituent en avant des structures anciennes.

En dehors du fait que deux anticlinaux juxtaposés ne peuvent être strictement considérés comme du même âge, il y a là une contradiction avec la dernière remarque de G. DUBOURDIEU car des plis plus récents peuvent se mouler le long d'une direction plus ancienne, et deux phases peuvent parfaitement correspondre à la même direction de chaîne.

-.3. Une troisième hypothèse qui implique aussi le synchronisme des phénomènes de distension et de compression découle des remar-

ques que nous avons formulées comme critique à la théorie de G. DUBOURDIEU sur l'origine des "transversales".

Si l'on admet que dans le rapprochement des blocs africain et européen existe une zone intermédiaire correspondant à la mosaïque nord-africaine, si d'autre part on accepte l'idée d'un léger décalage des deux blocs l'un par rapport à l'autre suivant une direction E.W, on est conduit à envisager un glissement des blocs de la mosaïque intermédiaire les uns sur les autres ou, ce qui revient au même, une rotation de chacun de ces blocs. Il est alors parfaitement normal d'observer une compression d'ensemble qui donnait naissance à des plis de revêtement sur les parties plus stables et à l'extérieur des structures anciennes,sous l'action d'une contrainte principale NW-SE, alors que localement, dans la zone instable de la mosaïque, se produisaient des détentes locales, induites par le rejeu de vieux accidents ou par la disjonction de certains blocs.

Cette dernière hypothèse nous paraît avoir sur la précédente l'avantage de ne faire intervenir que des déformations de la croûte sans faire appel à de grandioses mais bien vagues théories.

C H A P I T R E IX

H I S T O R I Q U E

A - L'époque des pionniers

Pour des questions politiques, l'exploration scientifique de la Tunisie n'a commencé en fait que trente ans après celle de l'Algérie.

Alors que E. RENOU publiait, dès 1348, une "Description géologique de l'Algérie", il faut attendre 1884 pour avoir une première note de A. POMEL sur la Tunisie : "Géologie de la côte orientale de la Tunisie et de la petite Syrte", suivie en 1885 de la découverte des phosphates par P. THOMAS : "Sur la découverte de phosphate de chaux dans le Sud de la Tunisie" et de la première note de tectonique tunisienne de G. ROLLAND : "Sur la montagne et la grande faille de Zaghouan". Ces deux notes fondamentales furent publiées, à la suite l'une de l'autre, au cours de la séance de l'Académie des Sciences du 7 décembre 1885. Ainsi cet accident extraordinaire que constitue la faille du Zaghouan fait l'objet de la première note de tectonique tunisienne : on pourrait presque dire que cet honneur lui revenait de droit. En fait c'est E. FUCHS, 1873, dans un Manuscrit inédit des Travaux Publics de Tunis, qui, le premier à avoir visité la région, fut le premier à remarquer cette faille. Parmi les géologues qui ont vu cet accident, aucun n'a jamais songé à le nier et aucun ne lui a jamais attribué un rejet inférieur à 1000 m.

En 1885, G. ROLLAND en parle en ces termes :

"Le Djebel Zaghouan est dû à un soulèvement accompagné d'une grande faille, dirigée presque exactement NE-SW,... et qui marque le trait orographique le plus net de la Tunisie" (p.1187).

Mais il ne se rend pas très bien compte de la structure du flanc occidental, il ne voit pas que le Néocomien du flanc NW est

rebroussé par le massif calcaire et il attribue la masse calcaire principale à l'Urgonien, par analogie avec le Djebel Koedel (environs de Bordj Cedria). On sait d'ailleurs maintenant que ce dernier constitue probablement le seul affleurement de Turonien récifal en Tunisie.

En réalité, dès 1884, G. MENEGHINI considère les Hydrozoaires du Ressas et du Zaghouan comme caractéristiques du Jurassique. En 1887, W. KOBELT trouve le premier Perisphinctes tithonique. En 1888, G. Le MESLE retrouve les couches rouges de KOBELT et attribue au Jurassique supérieur les assises du Poste Optique. En 1889 G. ROLLAND présente une seconde note, plus complète, sur l'accident du Zaghouan, mais, depuis sa note de 1885, il avait été prouvé que le Zaghouan était fait de terrains jurassiques : ceci impliquait nécessairement la superposition du Néocomien, au NW. Il chiffre le rejet de la faille principale à un minimum de 1000 m et admet que "la chaîne du Djebel Zaghouan représente une tranche soulevée, une boutonnière". Il insiste ensuite sur l'importance de l'accident:

"la Tunisie orientale est traversee de nord-est en sud-ouest, à partir du fond du Golfe de Tunis, par une ligne maîtresse de dislocation, dont la grande faille du Zaghouan marque le trait le plus saillant, et qui est jalonnée par une suite de massifs jurassiques, véritables "horst" dont la montagne du Zaghouan est le principal".

Il considère, avec raison, que cet accident se poursuit par la flexure Serdj-Kessera (3).

G. Le MESLE, 1890, confirme l'opinion de G. ROLLAND :

"Les terrains jurassiques, longtemps méconnus et mis en doute en Tunisie, jouent cependant un rôle important dans l'orographie de la partie centrale de cette contrée ; ils y forment une série d'îlots, en chapelet, dont la direction générale est à peu près NE-SW ; ils émergent au milieu de terrains plus récents, par sui-

---

(3) "Je fus frappé de voir que cet axe de soulèvement et de dislocation du Serdj se trouvait situé sur le prolongement de la grande faille du Zaghouan". G. ROLLAND admet que cette ligne marque la limite du principal effort de soulèvement qui a plissé cette partie de l'écorce terrestre à la fin de l'époque helvetienne.

te de failles en boutonnières, pour me servir de l'expression si heureusement introduite par M. de LAPPARENT, se montrant ainsi circonscrits, isolés".

Il s'accordait donc parfaitement avec G. ROLLAND pour considérer comme évidente la position autochtone des massifs calcaires jurassiques. Il fallut l'aberration de certaines théories nappistes pour admettre que ces massifs constituaient les témoins d'un front de nappe, posés sur une série en place (L. GENTIL et L. JOLEAUD).

C'est l'opinion de G. ROLLAND et de G. Le MESLE qui est admise maintenant, à des nuances près, par tous les géologues.

En dehors de cet accident spectaculaire, dont l'ampleur explique l'intérêt qui lui fut immédiatement accordé, les premières explorations furent surtout stratigraphiques et seules de rares remarques tectoniques peuvent être extraites compte-rendus de voyage.

En 1887, G. Le MESLE découvre le Burdigalien du Cap Bon (p.10), alors que G. ROLLAND croyait qu'il n'y avait là que de l'Eocène, mais il considère que les sables inférieurs sont aussi du Miocène, alors qu'ils correspondent à l'ensemble de l'Oligocène (ALLEMAND-MARTIN, 1909). Du point de vue de la tectonique récente, il montre que le Djebel Machbine, sur la route de Tunis à Bizerte est Pliocène et possède des pendages supérieurs à 40° (en réalité inverses). Il est tres curieux de noter que l'auteur ne se formalise pas autrement de cette tectonique post-Pliocène. Il retrouve encore du Pliocène plissé à Porto-Farina et à Menzel Djémil (p.24-26).

En 1888, il entrevoit l'importance de la microfaune dans l'étude des roches sédimentaires :

"Je ne saurais trop insister sur la nécessité de l'emploi des plaques minces étudiées au microscope, pour l'examen des roches sédimentaires ; cette étude donne des resultats toujours intéressants et souvent bien inattendus".

Mais il ne tenait compte que des genres comme Globigerina, Textularia, Bulimina qui n'ont, en tant que genres, qu'une valeur

stratigraphique très faible, ce qui le conduisit à des erreurs. Il s'étonnait par exemple que certains calcaires à Nummulites contiennent des microfaunes voisines de celles des calcaires sénoniens. Il avait prévu néanmoins tout le parti qu'il serait possible de tirer de la micropaléontologie, point de vue qui lui fut vertement reproché par M. SOLIGNAC.

En 1890, G. Le MESLE (p.209) donne une très bonne coupe de la région de Maktar, du synclinal d'Ellès à la Kalaat el Harat. Il remarque aussi que dans la région du Djebel Barbrou les marnes de l'Eocène moyen sont en superposition directe sur les calcaires à Inocérames. Le premier, il mettait ainsi l'accent sur des mouvements tectoniques paléocènes. Par contre, dans la même note, il maintient une interprétation erronée de la série du Kef qui lui valut des critiques acerbes de A. POMEL (1892) : ce dernier ne paraît pas avoir pardonné à Le MESLE de lui avoir soufflé la démonstration de la nature jurassique des calcaires de la "Dorsale" et la découverte du Jurassique de Tatahouine.

Dans son "Explication de la carte géologique provisoire de la Tunisie", F. AUBERT (1892), ne fait que très peu de tectonique. Préoccupé par le problème des formations salines, il est amené, par des considérations géométriques simples à les considérer comme des formations d'âge albien.

M. SOLIGNAC, en 1927, p.508, remarque que :

"A défaut d'une interprétation tectonique convenable" ... F. AUBERT "a adopté la seule interpretation logique possible : incorporer dans la série stratigraphique le terrain en question à un niveau intermédiaire entre les assises fossilifères qui le limitent au toit et au mur. Telle est l'opinion d'un géologue à qui l'on ne saurait reprocher des idées préconçues et des préjugés d'école : elle montre que le Trias tunisien, dont nous savons aujourd'hui l'âge précis, peut se présenter sous une forme telle qu'il donne à croire à son interstratification à un certain niveau de la série stratigraphique normale".

Nous savons maintenant que l'opinion de F. AUBERT était en fait valable pour tous les gisements du Sud-tunisien situés au N des chott, gisements que F. AUBERT ne connaissait pas et qui

appartiennent tous, y compris probablement le Djebel Hadifa, au "continental intercalaire", alors qu'ils figurent encore en Trias sur les cartes au 1/200.000e.

Nous avons vu aussi comment J. BOLZE est revenu récemment à une prise de position voisine de celle de F. AUBERT, puisqu'il pense que les formations salifères représentent localement l'ensemble du Jurassique et du Crétacé inférieur, sans que les preuves qu'il propose soient déterminantes. Nous pensons personnellement que seule une analyse structurale très précise, appuyée sur des techniques modernes comme la palynologie, peut permettre de résoudre ce problème essentiel auquel est lié un chapitre important de l'interprétation tectonique du N de la Tunisie.

Il faut attendre 1896 pour que E. FICHEUR et E. HAUG parlent à nouveau de tectonique. C'est encore l'accident du Zaghouan qui est l'objet de cette note. Ils mettent en évidence le déversement vers le NW du Bou Kornine et montrent la complexité structurale du Zaghouan,

"constitué par un certain nombre de dômes secondaires plus ou moins indépendants, presses les uns contre les autres, mais dont l'ensemble se comporte comme un dôme unique".

Ils notent l'ancienneté des mouvements tectoniques :
"dès l'époque secondaire, les emplacements correspondant aux affleurements liasiques de la région au Sud de Tunis, paraissent avoir été des points prédestinés à la formation des dômes".

E. HAUG, en 1897, revient sur cette première opinion :

"il est probable que dès l'époque secondaire les dômes y étaient ébauchés, de sorte que les mouvements positifs et négatifs des lignes de rivage étaient dus aux oscillations verticales qu'ils présentaient, ce qui explique pourquoi la série sédimentaire y est beaucoup moins continue que dans les régions immédiatement avoisinantes" (p.371).

L'auteur fait le premier essai de synthèse et admet que :

"la Tunisie se trouve réunie par l'Apennin central avec les Alpes calcaires méridionales dont la série sédimentaire présente de si grandes analogies avec celle de la dorsale tunisienne".

Il se refuse à voir une liaison et une ressemblance possible entre Tunisie et Sicile : il laisse cette dernière à l'Est, car il serait nécessaire pour les raccorder d'admettre un change-

ment de direction avec rebroussement qu'il considère comme incompatible avec la structure d'ensemble de la bordure méditerranéenne.

B - La première grande étude de détail : L. PERVINQUIERE, 1903

Il convient de rendre ici à L. PERVINQUIERE un hommage particulier car, lorsqu'on connaît un peu la région qu'il étudia, lorsqu'on relit son exposé clair et précis, on se rend compte qu'il avait tout vu et qu'il avait pratiquement tout compris. Seuls quelques détails lui ont échappé, mais dont l'explication fait souvent intervenir des phénomènes inconnus à cette époque : il en est ainsi des "collapse" qu'il a expliquées en donnant une importance beaucoup trop grande à de petites cassures locales. Sa stratigraphie, fondée sur une étude précise de faunes, est rarement en défaut.

La tectonique n'occupe que peu de place dans son ouvrage, mais ses coupes sont d'une clarté et d'une souplesse qui prouve qu'il savait intégrer parfaitement ses études stratigraphiques dans l'ensemble structural régional. Il remarque que les chaînes de la Tunisie ont une tendance à s'infléchir vers le N. Les lignes directrices sont interrompues par des alignements transversaux : il y a un réseau de deux directions de plissements sensiblement orthogonales. Nous trouvons là pour la première fois mise en valeur l'importance des directions NW-SE, mais peut-être L. PERVINQUIERE allait-il déjà trop loin dans la ligne que H. ROUX (1911) devait suivre jusqu'à l'invraisemblance. Nous avons montré comment il existe bien des ondulations W-E, antérieures aux plissements NE-SW et comment la plupart des limites paléogéographiques anciennes sont aussi W-E, mais nous avons expliqué pourquoi les solutions de continuité dans les alignements NE-SW sont une nécessité inérante au mode même des plissements. Dans le plissement d'une série, les plis dépendent directement de l'épaisseur de celle-ci : si cette épaisseur varie peu, l'am-

plitude des plis est sensiblement constante, de même que leur longueur, d'où l'existence obligatoire d'alignements réguliers passant par les abaissements d'axe des plis successifs.

Un autre problème fondamental fut abordé par L. PERVINQUIERE, celui du Trias. Malgré les multiples observations qu'il fit d'étirements considérables, en liaison avec ce Trias, il se refusa à admettre de véritables charriages, en raison probablement de la simplicité structurale du pays qu'il connaissait le mieux.

Il pose franchement le premier la question des nappes :

"par suite même de la diversité dans les contacts, on est amené à se demander s'il ne s'agirait pas ici de lambeaux d'une lame de charriage, qui eût couvert une portion plus ou moins notable de la Tunisie".

Il observe ensuite que :

"le régime des affleurements triasiques est le même dans toute la Tunisie, jusque dans l'Extrême-Sud ; la lame de charriage devrait donc s'étendre à toute la Tunisie et, en fait, à toute l'Afrique du Nord. D'autre part tous les étages se présentent à nous dans leur ordre normal de succession ; s'il existe là une nappe de charriage, nous ne connaissons que les terrains qui en dépendent et nous ignorons entièrement le support. On peut donc faire abstraction de cette nappe de charriage, dont l'existence n'est nullement démontrée".

On peut admirer la rigueur cartesienne de L. PERVINQUIERE qui savait choisir entre deux hypothèses, la plus simple, même si elle était contraire au courant d'idées de la géologie de cette époque. Il n'en reste pas moins que la nappe qu'il avait ainsi évoquée, sera celle que P. TERMIER s'efforcera de trouver, à tout prix, quelques années plus tard.

Ayant exclu l'existence des charriages, L. PERVINQUIERE considère que le Trias tunisien apparaît comme le noyau d'anticlinaux ou de dômes, dont les flancs fortement étirés, sont bien souvent restés en profondeur. Dans l'hypothèse d'un double système de plissement,

"il a du se produire des décollements entre les strates. Celles-ci ont glissé les unes sur les autres, en se laminant plus ou

moins ; certaines d'entre elles ont pu atteindre la surface, tandis que d'autres étaient contraintes de demeurer sous le sol. Le Trias, profitant de toutes les fissures, a réussi à venir au jour en se plissant, se broyant, se malaxant avec les sédiments voisins, au point qu'il est parfois difficile de dire ce qui revient à chacun" (p.335).

C'est le problème du Trias diapir que posait ainsi L. PERVINQUIERE, bien avant que les géologues travaillant en Algérie n'évoquent cette hypothèse.

C - L'époque nappiste avant les travaux de M. SOLIGNAC

En 1907 paraît le tome I de la première grande synthèse des connaissances géologiques sur la Tunisie, de P. THOMAS. Les deux autres tomes parurent en 1909 et 1913 mais la tectonique n'y tient que peu de place et on n'y trouve pas l'écho des discussions parfois violentes qui marquèrent les essais d'application à la Tunisie des théories nappistes, élaborées par les géologues alpins.

P. TERMIER (1903) lançait de grandioses hypothèses sur les relations entre les chaînes de l'Atlas et les Alpes dinariques :

"les Apennins et l'Atlas,... n'appartiennent certainement pas aux Alpes. Les Alpes, entre la Corse et la Sierra Nevada, sont effondrées. Elles forment une bande qui contourne la Sardaigne par le Sud et qui se tient un peu au Nord de la côte africaine. Si cette bande a donné naissance à des nappes, ce que nous ne saurons probablement jamais, ces nappes sont passées par dessus la Corse occidentale et par dessus la Sardaigne : elles marchaient, en tout cas, vers l'Ouest et le Nord et ces nappes sont restées au fond de la Méditerranée".

Ses opinions personnelles le poussèrent à la recherche des preuves de l'existence de nappes en Afrique du Nord. Il crut en trouver une en 1906, dans le Djebel Ouenza. Sur ces prémices erronés, il bâtit toute sa théorie des nappes nord-africaines :

"Voici plusieurs années que je cherche un argument décisif et irréfutable en faveur de l'existence, dans ce pays, de nappes charriées plus ou moins analogues à celles des Alpes... Le Trias de la Tunisie et de la région orientale du département de Constantine n'est pas le substratum général..., il n'est le substratum que du Crétacé supérieur et de l'Eocène, et il surmonte, tout au contraire, l'Eocène et le Cénomanien, à la façon d'un dépôt transgressif (p.138). Tout s'explique alors ... Il n'y a plus

d'anomalies. Les plissements tunisiens sont des plissements du second degré, des plissements de nappes ... La Tunisie est un pays de nappes et cette conclusion ... ne saurait manquer de s'étendre à la plus grande partie de l'Algérie".

Cette même année 1906, E. HAUG revient sur ses opinions de 1897, car depuis cette date, les études de M. SUESS avait montré la généralité des rebroussements de chaînes dans les Dinarides :

"L'existence d'un raccordement de cette nature entre les plissements de la Sicile et ceux de la Tunisie n'a donc rien qui doive nous surprendre, d'autant plus que la bissectrice de leur angle de rebroussement est jalonnée par les îles volcaniques de Pantelleria et de Linosa" (p.355).

Cette note fait suite à une note de E. ARGAND et M. LUGEON sur la découverte d'une nappe complexe en Sicile. E. HAUG se demande alors si de telles nappes charriées n'existaient pas, en Tunisie, au-dessus de la série autochtone ; "l'érosion en aurait fait disparaître les derniers vestiges". Il pense que leur existence pourrait expliquer les poussées tangentilles de surface qui ont provoqué le décollement au niveau du Trias "de sorte que les terrains supérieurs au Trias se seraient plissés indépendamment de leur soubassement, sur lequel ils auraient glissé en s'étirant partiellement".

Ces remarques montrent la croyance des tectoniciens de l'époque en la nécessité d'une grande épaisseur de sédiments pour expliquer le plissement d'une série. L'erosion était un refuge commode pour traduire la disparition des milliers de mètres correspondant à l'existence supposée des nappes.

C'est cette même année également que J. SAVORNIN signale des recouvrements dans la partie septentrionale du Hodna. Ses remarques étaient beaucoup plus valables que celles de P. TERMIER. "S'il n'avait cherché, par la suite, à minimiser le rôle des recouvrements, il apparaîtrait comme l'un des précurseurs les plus éminents de la théorie des nappes algériennes" (A. CAIRE, 1957, p.518).

En 1908, L. JOLEAUD et L. GENTIL découvrent indépendamment une nappe, le premier dans la region de Constantine, le second

dans la zone littorale de l'Oranie.

La même année P. TERMIER développe ses prévisions de 1906 et fonde l'essentiel de son raisonnement sur une fausse attribution. Il admet, a priori, que toutes les marnes de la région de Béja sont de l'Eocène moyen, alors qu'il s'agit presque toujours de Paléocène :

"Dans la Tunisie du Nord et la Tunisie centrale, le Trias apparaît comme le substratum de tous les terrains, et je ne connais pas un seul exemple de recouvrement (en dehors de celui du Djebel Ouenza)... Mais la série sédimentaire présente à chaque instant, des lacunes singulières et brusques, inexplicables, le plus souvent, par des raisons de pure stratigraphie... Ce n'est point le Trias qui est la cause des anomalies tectoniques ; ce sont d'antérieures anomalies qui sont causes de l'apparition du Trias". Ces anomalies sont"d'ordre tectonique" et il y a donc "deux tectoniques dans la région : l'une qui a donné les plissements visibles, les ondulations, les cuvettes et les dômes, l'autre, plus ancienne, qui a introduit des lacunes et des étirements dans la série sédimentaire".

Ces particularités le conduisent à admettre que, bien que l'on soit en présence d'une "nappe de terrains en série normale, dont le terme inférieur est le Trias et dont le terme supérieur semble être le Miocène", bien que le Crétacé et l'Eocène soient "souvent complets et continus, au point de ressembler absolument à des terrains en place... depuis le Trias jusqu'au Miocène, toute la série sédimentaire tunisienne est une nappe unique" (p.121,122)

P. TERMIER signale ensuite de lui-même l'impossibilité dans laquelle il se trouve de donner une limite sud à cette nappe.

Cette note provoqua dès la séance de présentation un lever de boucliers de J. BLAYAC, L. PERVINQUIERE et L. BERTRAND. C'est ainsi que J. BLAYAC pense que :

"les lacunes constatées autour de nombreux dômes triasiques peuvent être dues à des phénomènes de décollement, favorisés par la nature essentiellement plastique du Trias".

C'est ce même auteur qui devait montrer en 1912 qu'il n'est pas possible, au Djebel Ouenza de trouver plus qu'un déversement localisé.

G. GOURGUECHON (1908), consacre plusieurs pages à cette critique. Il remarque que :

"l'appareil tectonique du Djebel Ouenza se présente ... comme un appareil purement local, .. susceptible d'être réalisé par de simples compressions périphériques, indépendantes de la conception de charriage".

Cette montagne ne peut donc servir de preuve à l'existence d'un pays de nappes en Tunisie (p.48). Il fait ensuite une analyse serrée qui montre qu'aucun des arguments de l'école nappiste et plus particulièrement de P. TERMIER, n'est convaincant.

Par contre, E. NOEL, en 1909, émet une théorie sur le rôle tectonique du Trias, qui rappelle l'hypothèse du traineau écraseur constitué par la nappe unique de P. TERMIER. Ce dernier, en 1910, tenant compte des multiples objections qui lui sont opposées, nuance ses affirmations précédentes. Les nappes tunisiennes rappellent les nappes apennines, c'est-à-dire des nappes du deuxième genre, des lambeaux de poussée, des sortes de copeaux, détachés de leur substratum naturel, et glissant, par simple translation, sur ce substratum ou les uns sur les autres :

"Les anomalies tectoniques de la Tunisie et de la région de Constantine, que j'ai proposé d'expliquer par des phénomènes de charriage, paraissent toutes simples dans un regime apennin, dans un régime où la série sédimentaire se divise, par des surfaces voisines de l'horizontale (surfaces listriques d'E. SUESS), en des sortes de copeaux qui se déplacent les uns sur les autres. Aucune des objections qu'on a faites à ma théorie des nappes tunisiennes et constantinoises ne subsiste si ces nappes sont de simples lambeaux de poussée au lieu d'être d'immenses plis couchés, venus d'on ne sait où".

Ce sont L. GENTIL et L. JOLEAUD qui devaient pousser le nappisme jusqu'à l'invraisemblance la plus criarde, dans une série de notes publiées en 1917 et 1918. Pour ces auteurs il existe probablement trois nappes de charriage : la plus élevée, qui encapuchonne les autres est triasique, la seconde est formée de Lias et de schistes paléozoïques ; la troisième, plus ou moins hypothétique, par le Néocrétacé et le Nummulitique ; elles sont d'âge tortonien et ont été poussées du N-NW vers le S-SE. Dans la région de Tunis on n'observe que la nappe triasique et la nappe jurassique : le front de cette dernière est limité aux massifs jurassiques de la "Dorsale" : les petits lambeaux comme ceux

d'Hammam Zriba et d'Hammam Djedidi seraient des lambeaux de recouvrement.

Cette opinion résultait en particulier d'erreurs systématiques dans les attributions stratigraphiques. Ils confondirent par exemple un petit gisement d'oxybitume avec une prétendue lentille de charbon "arrachée à quelque gisement houiller par une nappe de charriage, transportée par elle et incrustée dans les marnes albiennes" des environs de Chaouach (M. SOLIGNAC, 1924).

Il est difficile de se représenter ce qui a pu pousser L. GENTIL et L. JOLEAUD à considérer les djebels jurassiques comme un front de nappe, alors qu'ils remarquent eux-mêmes que ce front "semble correspondre à un anticlinal du substratum de la nappe, anticlinal visible, au SW, dans les djebels Bargou, Serdj, et Bolouta". Et pourtant, dans la théorie actuelle d'un plissement de revêtement, c'est bien le long de la "dorsale" que s'est franchement arrêté le décollement, car, à l'E, on n'a guère que de faibles bombements et des cassures. Autrement dit, le décollement de la couverture n'a une importance sensible qu'à l'W de la "dorsale": y a-t-il vraiment une différence fondamentale entre la notion de plis de revêtement et celle d'une nappe unique ? Nous y reviendrons avec les travaux de M. SOLIGNAC.

Les théories de L. GENTIL et L. JOLEAUD suscitèrent de nombreuses critiques : ils étaient allés beaucoup trop loin. On peut difficilement admettre qu'ils aient vu les pointements d'Hammam Zriba et d'Hammam Djedidi, qu'ils considèrent comme des lambeaux de recouvrement, alors que tous ces affleurements jaillissent au centre d'anticlinaux remarquablement caractérisés.

Il est curieux de remarquer que les objections, par le fait même de l'invraisemblance des théories combattues, furent, par certains côtés, trop en retrait : elles conduisirent en particulier J. SAVORNIN à minimiser certaines de ses observations personnelles, mais il eut l'intuition que la théorie de L. GENTIL et L. JOLEAUD reposait sur des erreurs stratigraphiques, ce que

M. SOLIGNAC devait démontrer quelques années plus tard :

"... les prétendus terrains charriés prennent régulièrement place dans une série stratigraphique normale où ils occupent des niveaux bien différents de ceux qui leur avaient été attribués : c'est là une vérité d'observation directe, accessible à tout observateur de bonne foi" (p.514)

Les autres objections vinrent surtout de A. BRIVES (1920 et 1921), de M. DALLONI (1920 et 1921) et de F. EHRMANN (1921 et 1922). Des arguments valables proparte furent émis de part et d'autre, au cours de cette discussion, et les opinions évoluèrent régulièrement, rapprochant certaines conceptions, puisque J. SAVORNIN admet la nappe prérifaine en 1923, alors que L. GENTIL en 1924, l'année avant sa mort, reconnaît que la "dorsale tunisienne" est autochtone :

"le Djebel Bou Kornine apparaît, de même que le Djebel Ressas, comme formé d'une ou plusieurs écailles de calcaires liasiques et jurassiques, ayant percé à travers les argiles et les marnes schisteuses du Crétacé inférieur, avec lames interposées de Trias" (p.2020).

La plupart de ces critiques ont été proposées par des géologues qui travaillaient en Algérie et nous renvoyons à A. CAIRE pour une analyse historique plus précise de ces discussions (1957, p.521 à 526).

D - Les travaux de M. SOLIGNAC

En 1923, M. SOLIGNAC est conduit à envisager l'existence de deux unités tectoniques : la zone du Flysch et la zone des écailles, correspondant à deux phases :

- mise en marche d'une nappe du second genre, composée uniquement de flysch oligocène, qui rabote son autochtone suessonien-londinien. Le déplacement tangentiel semble n'avoir qu'une assez faible amplitude.

- formations de nappes-écailles de flysch et d'éonummulitique dans lesquelles sont fréquemment englobés des paquets de Trias provenant d'un substratum (vraisemblablement Crétacé inférieur) qui semble également n'être pas en place.

En 1927 paraît son énorme travail sur la Tunisie septentrionale. Dans cette thèse, M. SOLIGNAC divise la Tunisie septen-

trionale en quatre régions naturelles :

I - La zone du Flysch néonummulitique

M. SOLIGNAC étudie le contact des couches numidiennes avec les terrains plus anciens et insiste sur leur allure transgressive, mais l'absence de conglomérat de base lui paraît un argument suffisant pour substituer à l'hypothèse transgressvie celle d'un contact tectonique anormal :
"nulle part on n'observe, à la base des grès, d'assise poudinguiforme, si bien que l'on en est réduit à considérer cette transgression (sic) comme d'origine tectonique ".

L'analyse tectonique de cette zone septentrionale lui permet de conclure que :

"la zone du Flysch possède un système de plissement (tectonique apparente) différent de celui des écailles ; elle est poussée sur cette seconde zone et la recouvre partiellement" (p.522) et que "la plaine des Nefza est une sorte de petite fenêtre dans cette véritable nappe du second genre qu'est la masse des grès nummulitiques".

Il admet un âge post-pontien pour la mise en place de cette nappe. Il attribue curieusement la poussée génératrice des nappes et des écailles à l'effondrement d'un fragment du vieux continent hercynien de l'Afrique du Nord sous la Méditerranée, alors qu'un tel effondrement aurait conduit, beaucoup plus certainement à des structures dirigées vers le NW.

II - La zone des plis isoclinaux

Cette zone apparaît "comme une zone de contact entre un système de plis appartenant à l'Atlas Saharien et de système des plis appartenant à l'Atlas Tellien d'Algérie, ceux-ci constituant la zone du Flysch". Le chevauchement de cette dernière zone sur celle des plis isoclinaux explique pourquoi on ne retrouve pas en Tunisie la zone des Hauts-Plateaux algériens.

Il envisage successivement :

- Une sous-zone septentrionale correspondant à l'extension du faciès à Globigérines et à Polypiers des calcaires éocènes : elle comprend l'ensemble de nos deux sous-zones II_a et II_b, auxquelles

s'ajoute la région du Kéchabta que nous avons placée dans la zone des diapirs c'est-à-dire à l'E de l'accident T_4. Cette sous-zone lui permet de confirmer l'indépendance du Flysch par rapport à la série nummulitique inférieure.

- Une sous-zone moyenne qui correspond à l'ensemble de nos deux sous-zones I_a et I_b.

"la sous-zone moyenne est caractérisée par la présence presque exclusive du Suessonien et du complexe calcaire londinien-lutétien, avec ça et là, des lambeaux de Burdigalien disposés en synclinaux, dont le flanc inverse est le plus souvent étiré" ... "C'est une région de plis isoclinaux ... d'âge post-burdigalien... qui correspondent à des replis d'une masse en mouvement qui se plissait en se déplaçant".

- Une sous-zone méridionale qui correspond à notre zone des diapirs. Il met en évidence dans cette zone un plissement en deux temps : une phase postérieure au Burdigalien moyen et une seconde phase pliocène.

III - La zone des dômes

Cette région englobe le pays qui fait l'objet de notre monographie, tout au moins la partie nord de celle-ci, ainsi que la moitié nord de la thèse de G. CASTANY.

La région fut bien débrouillee par M. SOLIGNAC, mais il fit deux erreurs assez importantes :

- Il considéra l'Argoub Sidi Smir comme un lambeau de recouvrement alors qu'il s'agit d'un petit diapir typique.

- Il compliqua énormément la tectonique des environs de Tunis en refusant d'y voir la barre calcaire de l'ABIOD (Campanien et Maestrichtien) qu'il considéra toujours comme de l'Eocène, ce qui l'obligea à multiplier les écailles.

IV - Le pays profond

Malgré des erreurs nombreuses d'attribution stratigraphique, M. SOLIGNAC a bien vu l'originalité du Djebel Ichkeul et du Djebel Haïrech. Alors que L. GENTIL et L. JOLEAUD en faisaient deux témoins d'une nappe charriée sur la série miocène locale, M. SOLIGNAC en fait les seuls témoins d'une Tunisie profonde, visibles dans une fenêtre de la nappe principale, correspondant à toute la Tunisie septentrionale.

"Le problème de l'Ichkeul domine toute la géologie nord-tunisienne ... Sa résolution définitive sera une conquête considérable".

Malgré quelques acquisitions fondamentales dues à E. BERKALOFF et récemment à J. BOLZE, le problème de l'Ichkeul et de l'Haïrech n'a pas encore reçu sa solution definitive. On peut d'ailleurs s'étonner qu'aucune des sociétés de recherches pétrolières qui se sont intéressées à de nombreuses séries sans espoir, n'eut la curiosité de dépenser quelque argent pour connaître la structure de la seule zone tunisienne où il y avait chance de rencontrer la série primaire à faible profondeur.

Après cette analyse des diverses zones tectoniques, M. SOLIGNAC, p.602, revient sur la question des charriages. Il rejette une nouvelle fois les trois nappes de E. GENTIL et L. JOLEAUD, fondées sur une stratigraphie totalement erronée, mais il considère que la Tunisie a subi des déplacements horizontaux certains: "La Tunisie est le pays d'une nappe qui comprend la totalité de la série sédimentaire ... et qui, localement, peut être doublée de la nappe indépendante des grès néonummulitiques".

Des décollements secondaires, petites nappes du second genre, correspondraient par exemple à la formation des plis isoclinaux et des écailles.

Le problème de la limite de la nappe principale se pose évidemment, comme il s'était posé à P. TERMIER, mais M. SOLIGNAC remarque aussitôt :

"que les mouvements horizontaux sont allés en s'atténuant à mesure qu'ils atteignaient des régions de plus en plus éloignées de la Méditerranée ; finalement, ils ont complètement cessé lorsque, tout à fait affaiblis, ils ont rencontré une série non décollée... La Tunisie septentrionale est une vaste nappe du second genre dont la série transportée devient rapidement autochtone".

N'y a-t-il pas là, en realite, une belle définition de la tectonique de couverture que, finalement, tous les géologues considèrent comme plus ou moins responsable des structures de

l'ensemble de la Tunisie. Cette nappe, dont les manifestations perdent de l'ampleur vers le SE, nous ramène au gradient tectonique compliquant progressivement les structures vers le NW, que nous évoquions au début de cette IIe partie. Aussi, malgré les critiques nombreuses qui furent opposées à M. SOLIGNAC, je pense que son opinion était en fait très proche de la réalité.

C'est sur ce gros travail que nous terminerons cette analyse historique car les acquisitions postérieures ont été citées au cours de la présente étude. Je tiens pourtant à faire une mention spéciale des travaux de G. CASTANY qui fut le premier en Tunisie à mettre l'accent sur l'importance et la généralité des plissements quaternaires dans l'orogenèse alpine.

L'évolution récente des idées sur les déplacements tangentiels en Afrique du Nord s'est poursuivie plus particulièrement en Algérie et c'est à l'analyse de A. CAIRE, 1957, p.517-537 qu'il convient de se reporter.

C O N C L U S I O N

Ainsi prend fin l'exposé des observations qu'il nous a été possible de faire au cours de nombreuses années passées en Tunisie, années partagées entre les tâches d'enseignement et les multiples tournées dans le "bled", années agréables et exaltantes, malgré des nuages politiques générateurs de quelques aventures pénibles qui, avec le recul, n'apparaissent plus que comme des incidents.

Les nécessités d'un développement cohérent nous ont conduit à donner place aux observations des géologues qui, avant nous, parcoururent les montagnes tunisiennes. Il convient maintenant de souligner rapidement ce qui apparaît comme plus particulièrement original dans ce travail.

1 - STRATIGRAPHIE.

La stratigraphie est la base même de toute géologie. Cette vérité s'affirme de plus en plus maintenant qu'on parvient à un stade de l'évolution des sciences de la Terre qui montre que trop de grandes théories furent fondées sur une stratigraphie simpliste, bien souvent erronée.

C'est le travail à grande échelle qui a imposé l'étude stratigraphique fine; c'est curieusement ce travail de détail qui permettra de refaire, en sens inverse, le chemin jusqu'alors parcouru, en perfectionant toujours, en bousculant parfois les théories anciennes.

En Tunisie, la Géologie dépasse à peine le stade de l'exploration puisqu'il nous a fallu passer brusquement des cartes au 1/200000ème, souvent très approximatives, aux cartes au 1/50000ème en courbes de niveau, et à la photogéologie au 1/20000ème. Dans l'énorme série stratigraphique tunisienne, il fallait fouiller tous les niveaux qui se voient sur photographie aérienne, c'est à dire qu'il fallait travailler à dix mètres près dans une série qui dépasse synthétiquement 12000 mètres.

Ce furent les géologues pétroliers qui, les premiers, se jetèrent mètre en main, dans cette étude, avec la multitude des moyens financiers dont ils disposent, ce qui n'enlève rien aux mérites des LE MESLE, PERVINQUIERE, THOMAS, SOLIGNAC, CASTANY, qui firent une oeuvre considérable en mettant tout d'eux-mêmes dans leur travail.

Aussi notre contribution personnelle à cette stratigraphie tunisienne est-elle assez discrète. Nous avons utilisé les formations lithologiques définies par P.F.BUROLLET car, dans une période de défrichement, à un moment aussi où tous les étages classiques devraient être revus en détail, souvent même redéfinis, il était prétentieux de chercher à situer à 10 m près la limite de deux étages classiques, quand un étage possède couramment plusieurs centaines de mètres de puissance.

Seule l'étude du Crétacé supérieur nous a conduit à effectuer une révision complète du prétendu faciès tunisois. La série est continue et aucune lacune importante ne subsiste, car nous avons montré que les calcaires campano-maestrichtiens ont toujours été figurés en Eocène par M.SOLIGNAC. C'est grâce à l'observation lithologique précise, appuyée sur des examens micropaléontologiques multiples, qu'il nous a été possible d'établir une série du Crétacé supérieur qui rappelle finalement d'assez près celle du faciès centro-tellien. Ceci nous a permis de mettre deux faunes prétendues maestrichtiennes à leur juste place:

- une faune d'Echinides se retrouve toujours dans le Coniacien,
- une faune d'Ammonites, à affinités indiennes, se situe tout au sommet du Santonien.

En dehors des conséquences lointaines que ces données paléontologiques peuvent avoir sur l'étude de certaines séries crétacées d'Italie et de l'Inde, le résultat immédiat fut de simplifier d'une manière considérable la tectonique des environs de Tunis: un style écaillé se résout en des plissements particulièrement calmes, de type jurassien.

Enfin, nous avons retrouvé dans l'étude de l'Eocène supérieur les difficultés auxquelles se heurtent la plupart des auteurs, en particulier sur la position souvent aberrante de certaines Nummulites dans une microfaune pélagique dont la valeur stratigraphique se confirme de plus en plus

à l'échelle mondiale. Les Nummulites ne seraient-elles pas, pour une grande part , des fossiles de faciès?

2 - TECTONIQUE.

Cette troisième partie est essentiellement synthétique. C'est l'observation continuelle des structures, la lecture de plusieurs milliers de photographies aériennes, l'analyse de dizaines de coupes réalisées à toutes les échelles qui nous ont convaincu d'une série de faits primordiaux:

- la majeure partie de notre terrain n'a subi que des plissements relativement faibles, en raison de l'épaisseur énorme de la série;

- les décollements se sont faits souvent au niveau du Trias mais aussi à des niveaux plus élevés, ce qui ne permet pas de dire que l'ensemble de la tectonique tunisienne correspond à des plis d'une couverture décollée au niveau du Trias. Il n'y a que des plis de revêtement qui intéressent une épaisseur plus ou moins grande de la série;

- l'influence du socle se fait sentir d'une manière évidente et de grandes cassures rejouent à toutes les époques. Ces cassures permettent de définir une mosaïque qui a servi de cadre aux descriptions locales;

- le style de la région NW de la Tunisie tranche brutalement sur celui de la zone principale. Des nappes venues de l'emplacement de l'actuelle Méditerranée occidentale s'avancent jusqu'à l'Atlas saharien, mais l'absence ici d'une région analogue à celle des hautes plaines algériennes permet le contact direct entre nappes telliennes et Atlas saharien. Bien que cette région se situe assez loin du centre de nos explorations, il nous a été possible de définir trois unités, mais il est difficile de chiffrer l'ampleur du charriage correspondant à chacune d'elles. La plus typique est la nappe de l'Oligocène, équivalente de la nappe C des auteurs algériens.

Certaines des descriptions locales peuvent sembler superflues, mais nous avons pensé aux géologues tunisiens qui ne disposent d'aucun ouvrage récent sur cette région. C'est à eux que s'adressent bien des détails qu'on

aurait volontiers supprimé pout la concision de l'ouvrage.

La plus grosse part des descriptions locales est originale et nous avons cherché à profiter des structures étudiées pout justifier ou critiquer les théories établies.

Une grande partie de notre effort s'est porté vers la définition des pulsations tectoniques. Nous avons été conduit à minimiser l'importance de la phase tectonique villafranchienne dans notre zone des dômes, mais dans toute la zone du Sud et des Sahel la phase plio-villefranchienne est bien la phase essentielle sinon unique. Dans le Centre, il est apparu que seules les grandes sutures anciennes ont rejoué au Quaternaire et plus particulièrement les failles du faisceau NW-SE génératrices des quatre groupes de fossés d'effondrement, situés de part et d'autre des accidents T_3 et T_4. Ces fossés méritaient une étude particulière: elle a montré qu'ils sont construits sur des structures qui jouaient déjà avant le Tertiaire.

Nous espérons avoir apporté une somme d'observations suffisante pour que nos conclusions tectoniques sur la zone moyenne puissent être considérées comme valables. Pour la région des nappes, beaucoup de travail reste à faire et nous n'avons que la prétention d'avoir posé des jalons: c'est à d'autres qu'il revient de les revoir, de les multiplier ou de les balayer.

Dans toute la mesure du possible nous nous serres attaché aux explications les plus simples et nous avons cherché à éviter toute idée grandiose qui ne soit pas solidement fondée.

C'est maintenant que nous nous sentons le mieux placé pour comprendre la Tunisie. Souhaitons qu'il nous soit donné de retourner souvent dans ce pays que nous aimons pour poursuivre ce travail mais surtout pour guider "sur le tas" les jeunes géologues de là-bas afin qu'ils connaissent mieux et plus vite ce pays qui a grand besoin de leur travail.

Paris le 15 janvier 1962.

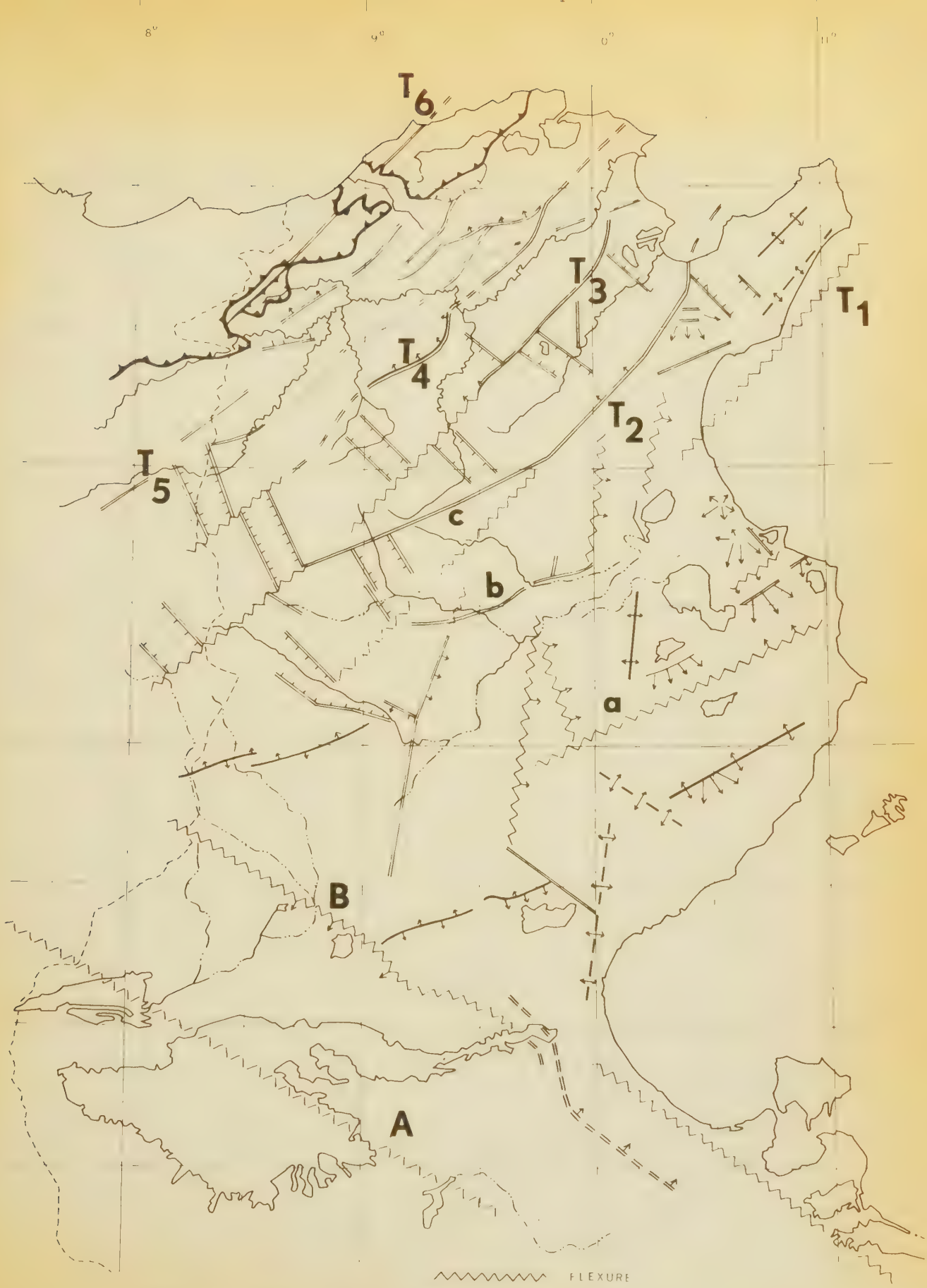

T6
T3
T1
T4
T2
T5
c
b
a
B
A
FLEXURE
FAILLE
ANTICLINAL
CHEVAUCHEMENT

Planche 2

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE

Avant propos p. 5
Bibliographie p. 11

Chapitre I

1. Généralités p. 27
2. Limites géographiques p. 28
3. Limites structurales p. 31
4. Cartographie p. 35

Chapitre II:Trias p. 37

Chapitre III : Jurassique p. 51

Chapitre IV : Crétacé

A. Généralités p. 55
B. Crétacé inférieur p. 57

I. Crétacé inférieur du djebel Oust p. 57
II. Djebel el Mergueb p. 71
III. Région de Tebourba p. 75
IV. Massif du Zaghouan p. 79
V. Comparaison avec les régions voisines p. 80
VI. Les donnés fournies par les sondages p. 80

C. Crétacé moyen p. 91

I. Les faciès du "sillon tunisien" p. 91
II. Les faciès centraux p. 98
III. Les données fournies par les sondages p. 110

D. Crétacé supérieur p. 128

I. Généralités p. 128
II. Définition des unités et coupes de référence p. 128
III. Description de quelques affleurements du Crétacé supérieur en Tunisie septentrionale p. 152

1. Environs de Tunis p. 153
2. Région des djebels Bargou et Mansour p. 168

IV. Les données fournies par les sondages p. 175

Chapitre V : la limite Secondaire-Tertiaire p. 179

A. Généralités p. 179
B. Région de Maktar p. 180
C. Dôme du djebel Oust p. 182
D. Paléogéographie p. 184

Chapitre VI : Tertiaire p. 185

A. Eocène p. 185

I. Généralités p. 185
II. Formation METLAOUI p. 189
III. Formation SOUAR p. 203

B. Oligocène p. 206

I. Généralités p. 208
II. Coupe type (oligocène de Khlédia) p. 209
III. L'oligocène dans le reste de la Tunisie p. 210

C. Néogène p. 212

I. Généralités p. 212
II. Le Néogène en Tunisie p. 214

D. Données fournies par les sondages p. 218

DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE

Chapitre I : Situation et limites des principales unités p. 231

A. Répartition des accidents p. 232

I. Faisceau des directions NE-SW p. 232
II. Faisceau de direction moyenne E 30° N-W 30° S p. 234
III. Faisceau des directions NW-SE p. 237
IV. Faisceau des directions N-S p. 245

B. Un problème de nomenclature

I. Structures transversales ou structures directionnelles ? p. 246
II. Les "transversales de H. ROUX" p. 247

C. Principales unités p. 249

Chapitre II. : Plateforme sahélienne p. 251

Chapitre III. : L'avant pays de la dorsale p. 267

A. Le Cap Bon p. 267
B. Le complexe du djebel Makki p. 271
C. Les dômes d'Enfidaville p. 276
D. Les bassins tertiaires et l'accident de Sbikha p. 279

Chapitre IV. : La "dorsale" tunisienne p. 291

A. Les massifs jurassiques p. 291
B. Les grands anticlinaux crétacés p. 296

Chapitre V. : Zone intermédiaire autochtone à plis de revêtement p. 329

A. Généralités p. 329
B. Sous-zone Souk el Djemaa - Tunis p. 330

I. Les brachyanticlinaux à noyaux dysharmoniques p. 330
II. Les grands synclinaux p. 348

1. Synclinorium Khlédia-Kébir-Ousafa p. 348
2. Synclinonium Sedjoumi-Sba-Siliana-Massouge p. 360
3. Anticlinorium Mansour-Souk el Djemaa p. 365

C. Sous-zone du delta de la Medjerda à Tadjerouine p. 380
D. L'accident Tunis-Elles (accident T_3) p. 387
E. Les fossés d'effondrement p. 410

I. Les fossés d'El Aroussa et de Pont du Fahs p. 410

II. Les fossés du Sers et de Siliana p. 423
III. Les fossés des Oulad Bon Rhanem, de Kalaa Djerda et de Rohia p. 428
IV. Les fossés de Morsott, de Tebessa et de Kasserine p. 434
V. L'hypothèse de G. DUBOURDIEU (L956-1959) p. 435

Chapitre VI. : Zone des diapirs et cicatrice de Teboursouk

A. Les diapirs p. 443
B. La cicatrice de Téboursouk (accident T_4) p. 446

Chapitre VII. : La tectonique tangentielle en Tunisie septentrionale p. 455

Chapitre VIII. : Les phases orogéniques p. 469

A. La tectonique d'âge secondaire p. 469
B. La tectonique d'âge tertiaire p. 472
C. La tectonique plio-quaternaire p. 474

Chapitre IX. : Historique p. 485

Conclusions p. 503

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

"CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU QUATERNAIRE TUNISIEN"

Vu et approuvé

Paris, le 11 Mai 1962

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

Marc ZAMANSKY

Vu et Permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Jean ROCHE